УНИВЕРЗИТЕТ У БЕОГРАДУ

Др ПАВЛЕ ВУЈЕВИЋ
РЕДОВНИ ПРОФЕСОР УНИВЕРЗИТЕТА

КЛИМАТОЛОШКА СТАТИСТИКА

Научна Књига
БЕОГРАД, 1956

Актом Комисије за уџбенике Универзитета у Београду бр. 1988 од 21-IV-55 г. достављено да се штампа као сталан уџбеник за студенте Природно-математичког факултета.

Графичко предузеће „Академија" — Београд, Космајска ул. бр. 28, телефон бр. 24-701

УНИВЕРЗИТЕТ У БЕОГРАДУ

Др ПАВЛЕ ВУЈЕВИЋ
РЕДОВНИ ПРОФЕСОР УНИВЕРЗИТЕТА

КЛИМАТОЛОШКА СТАТИСТИКА

Научна књига
БЕОГРАД, 1956

САДРЖАЈ

VI. НАРОЧИТЕ КАРАКТЕРИСТИКЕ КЛИМАТОЛОШКИХ НИЗОВА

V. ПРОБЛЕМИ ПРИЛАГОЂАВАЊА КРИВЕ И УРАВНАВАЊА БРОЈНИХ НИЗОВА

VI. ХАРМОНИЧКА АНАЛИЗА

ДРУГИ ДЕО

ПРИКАЗ ОБЕЛЕЖАЈНИХ ЦРТА КОД РАЗНИХ ЕЛЕМЕНАТА

I. ТЕМПЕРАТУРА

II. ОБЛАЧНОСТ И МАГЛА

III. ПАДАВИНЕ

СПИСАК ТАБЛИЦА

ПРЕДГОВОР

Одавно се показала потреба за подробнијим упутствима како треба обрађивати податке метеоролошких посматрања за разне климатолошке потребе. Климатолошки радови су се почели умножавати нарочито после знаменитих и великих дела Јулиуса Хана: Handbuch der Klimatologie (Stuttgart, J. Engelhorn, 1883) и Александра Ивановича Војејкова: Климаты земного шара, въ особенности Россіи (Санктпетербургъ, 1884), па је — поводом тог наглог развитка климатологије — у последњој деценији прошлога века изашао важан методски и практични рад Хуга Мајера: Anleitung zur Bearbeitung meteorologischer Beobachtungen für die Klimatologie (Berlin, Julius Springer, 1891). Ту већ има пуно драгоцених излагања, као нових начина за подробније нумеричко приказивање појединих климатских појава. Доцније су објављени разни методи математичке статистике, који се могу корисно применити у климатологији, чиме је избегнуто схематско описивање. Карактеристичан пример тога приказан је у § 19 овога рада. Постепено се, дакле, добија све више начина за продубљавање и тачније обележавање појединих климатских појава и проблема на основу поузданих нумеричких података.

Главни задатак овог рада је да послужи студентима и стручњацима свих оних грана науке, којима је потребна климатологија, као погодан путоказ како треба поступати са постојећим подацима посматрања при њиховој обради за научне и практичне потребе. Студенти Пољопривредног и Шумарског факултета, као и студенти географске и метеоролошко-климатолошке групе Природно-математичког факултета стекли су мање или више знања из климатологије. Њима су познати резултати извршених мерења и посматрања, али не знају како се до њих дошло, и шта би сами требали да са њима раде. То је разлог, што све заинтересоване треба упознати са разним методима математичке статистике и са основима теорије вероватноће, који се могу применити у климатолошким радовима или проучавањима.

Статистички методи постају, заиста, све важнији у даљем развићу климатологије и метеорологије. Математичка статистика показује, пре свега, начине рада и рачунске величине, који омогућавају да се добије једноставан преглед о често огромном материјалу посматрања и да се из њега изведу законитости и значајније особености. Статистика, исто тако, поставља методе којима се могу открити могуће међусобне везе између два или три низа посматрања, или проценити утицај разних чинилаца на одређену климатску појаву. То се постиже корелационим

факторима, парцијалном корелацијом, итд. Даљи је задатак математичке статистике да прикаже и оцрта законитости код низова разних климатских елемената, например временских токова неких појава, трајање, постојаност, периодичност. За то се примењују методи хармоничке анализе, анализе периодограма, аутокорелације, итд.

Овај рад се, наравно, не може сматрати као потпуно самосталан, јер су се морала употребити туђа научна дела за највећи део градива. Али сам за прорачунавања разним методима употребио по могућству податке метеоролошких мерења и посматрања из наше земље. Поред тога сам се трудио да цело градиво, које је доста сложено за неке проблеме, буде написано што јасније и једноставније. Многи наведени примери из климатолошке статистике показали су како се врше прорачунавања, тако да ће математички поступак код разних метода бити довољно разумљив свима читаоцима.

Велика је пажња обраћена и графичким методима приказивања разних климатолошких проблема, како би се и они могли корисно употребити за научне и практичне потребе.

При изради сам се служио, по могућности, најновијим радовима. То су: C. V. L. Charlier, Vorlesungen über die Grundzüge der mathematischen Statistik (Lund, 1920); Е. С. Рубинштейн, Методы климатологической обработки метеорологических наблюдений (Ленинград, Главн. геофиз. обсерв., 1937); H. Arkin and R. R. Colton, An outline of statistical methods. Fourth edition (New York, 1939); Hans Gebelein, Zahl und Wirklichkeit. Grundzüge einer mathematischen Statistik (Quelle & Meyer, Leipzig, 1943); Dr. Franz Baur, Rechnerische und mathematisch-statistische Hilfsmittel des Meteorologen (F. Linke: Meteorologisches Taschenbuch. IV Ausgabe. Leipzig, Akademische Verlagsgesellschaft, 1943, стр. 33–97); Victor Conrad, Methods in climatology (Cambridge, Massachusetts, Harvard University Press, 1944); J. Vialar, Calcul des probabilités et statistique. I^{ère} partie. Éleménts du calcul des probabilités. — II^{ème} partie. Statistique (Ministère des Travaux Publics et des Transports. Secrétariat général à l'aviation civile et commerciale. Paris, 1947); V. Conrad and L. W. Pollak, Methods in climatology. Second edition, revised and enlarged, including some methods in general geophysics (Harvard University Press, Cambridge, Massachusetts, 1950). Најповољнији су за потребе климатолога од свих наведених радова онај од Виктора Конрада, одн. В. Конрада и Л. В. Полака, јер су они у своме научном раду и раније много писали о разним методима климатолошке статистике. Њихова расподела градива послужила ми је као основа.

По завршетку овог рада изашла су још два дела о статистичким методима: C. E. P. Brooks and N. Carruthers, Handbook of statistical methods in meteorology (London, Her Majesty's Stationary Office, 1953) и F. Baur, Linkes Meteorologisches Taschenbuch. Neue Ausgabe. II. Band: Hilfsmittel des rechnenden Meteorologen (Leipzig, Akademische Verlagsgesellschaft, 1953). Жао ми је што нисам могао употребити и ова два важна рада, пошто је Брукс један од најпознатијих енглеских климатолога, а Баур је одличан теоретичар. Сем тога, и један и други су већ раније издали више радова из ове области.

Београд, фебруар 1954 *П. Вујевић*

УВОД

1. **Поднебље и његови елементи.** — Поднебље сваког места има своје елементе, који нарочито упливишу на њега. Неки су елементи важнији од других у местима изразитог планинског предела или одређене климатске области. Зато се број климатолошких елемената може својевољно повећавати или смањивати. Удруженост свих елемената у неком тренутку означава време одређеног места. Просечно стање свих елемената у одређеном раздобљу одговара просечном стању атмосфере, односно поднебљу дотичног места.

Главни климатолошки елементи су: 1) сунчево зрачење, 2) атмосферско или небеско зрачење, 3) ваздушна температура, у вези са температуром земљине површине, 4) ваздушни притисак, 5) правац и брзина ветра, 6) влажност ваздуха, 7) испаравање, 8) облачност, 9) осунчавање и 10) падавине.

Сунчево зрачење и дифузно зрачење атмосфере главни су извор целог живота на земљи, и највећа сила која креће машинерију атмосфере. Они су, уједно, готово искључиви извор за топлоту атмосфере и за промене топлоте са географском ширином, које се огледају у ваздушним температурама. Ваздушни притисак је, услед његових присних веза са тренутним и просечним стањем времена, односно атмосфере, климатолошки елеменат првокласног значаја. Од његове расподеле над земљином површином зависе кретања ваздушних маса са разним физичким особинама, које знатно упливишу на време и поднебље у неком раздобљу. Познато је шта се дешава у нашим крајевима кад ветар промени правац, на пример кад после јужног ветра почне дувати северац. Ако брзина ветра, на први поглед, не изгледа тако отсудан елеменат као правац, она претставља веома важног чиниоца са биоклиматолошког гледишта, јер у знатној мери утиче на испаравање. Овај елеменат је утолико важан, што влажност ваздуха зависи у великој мери од испарене воде са површине мора или копна, што је појава транспирације лишћа битна функција биљног живота, и што испаравање кроз ткива и са површине коже човечијег тела знатно утиче на одржавање његове нормалне температуре. Облачност је врло значајна за размене сунчевог и терестриског зрачења; она упливише на дневне промене температуре и на брзину ветра, пошто су ови елементи много једноличнији при мутном, него при ведром времену. Осунчавање је у непосредној, али обратној вези са облачношћу, међутим има сасвим другачија дејства, особито на жива бића. Важност падавина као климатолошког елемента није потребно наглашавати. Живот на земљи

зависи, посредно или непосредно, толико од падавина да је ограничен само на оне области у којима их има у довољној мери, и то као киша у великом делу године. Човек се не може настанити у неким пределима не због владајућих ваздушних температура, већ због незнатне годишње висине падавина, или због неповољне природе падавина за вегетацију.

Згодније је и важније, међутим, за климатолошку статистику да се елементи осмотре са другог гледишта, као што је то учинио В. Конрад [1, стр. 4]. Он разликује: 1) основне елементе, који се непосредно посматрају или процењују, 2) комбиноване елементе и 3) изведене елементе. Пример прве групе су: температура, облачност, правац и брзина ветра, падавине, итд. У другу групу спадају: психрометарска диференција, степен континенталности, еквивалентна температура, итд. Они се зову комбиновани стога, што код њих суделује више основних метеоролошких елемената. Трећа је група најопсежнија; њена важност показаће се на неколико примера: трајање извесног периода, рецимо циче или жеге, кишовитог или сувог времена, постојаног правца ветра, на пример североисточног на Јадранском Приморју, са особинама буре; многострана употреба честина и вероватноћа код неких климатолошких елемената; вертикални градијент температуре у истом времену на разним местима, или на истом месту у разним месецима, итд.

2. **Обрада метеоролошких података за климатолошке потребе.** — Задатак овог рада је да се подробније прикажу разни статистички методи, тј. да се покаже како се добијени подаци посматрања, мерења и процењивања обрађују за климатолошке потребе. То вреди особито за разне методе математичке статистике и теорије вероватноће, који се могу применити на појединачна приказивања климатских прилика неког места или краја. Само се тако избегава сувише схематско описивање.

Прерада сировог метеоролошког посматрачког материјала стварно је најпипавији, најдуготрајнији, па за понеког и најдосаднији посао. То је чисто механички, али веома заморан рад. Али, и код овог, на први поглед, тако једноставног рада, потребна је припомоћ стручњака, јер само стручњак метеоролог или климатолог може критички проценити тачност и вредност употребљених посматрања и мерења, па по томе и изведених закључака. Толика предострожност код процењивања вредности оригиналног материјала, тј. бројева који су добијени непосредним читањем са инструмената или непосредним посматрањима, веома је нужна, ма да би неупућени могли мислити и другачије. Има разлога за мишљење да се учињене грешке код појединих посматрања изравнају у средњој вредности дужег периода, што би могло бити тачно. Међутим, баш су ова појединачна читања непосредно са инструмената, или прорачунате средње вредности неког месеца, од највеће важности за подробну студију, у којој се проучавају не само утицаји разних елемената на одређен проблем, већ и значај тих утицаја. Зато је неопходно да се учињеним грешкама обрати највећа пажња, и да се, по могућности, што тачније исправе.

Већ из ових неколиких напомена долази се до општег закључка, који је од битног значаја за све науке, али у највећој мери за метео-

рологију. При метеоролошким мерењима и посматрањима потребна је највећа савесност и преданост раду. Не може се довољно нагласити савесност у метеоролошком раду. Можда ће то постати јасније, ако се упозори на чињеницу да се прошло време никад више не враћа. Стога нема никаквог начина и могућности да се неко погрешно или никако не забележено временско стање може поново посмотрити после дугог времена, — што се може учинити помоћу неке историске повеље — да бисмо се могли лично уверити о тачности записаних бројева. Интерполација и екстраполација чине, у овоме послу веома велике услуге, али и тим начином добијене вредности нису довољно тачне у много случајева. Сасвим је мали број метеоролошких станица у којима инструменти аутоматски бележе све тренутне временске појаве, у којима су — дакле — потпуно очувана ранија временска стања.

Два прва дела овога рада баве се променама климатских елемената у току времена: дана, месеца, годишњег доба и године, на одређеном месту. У трећем делу се упоређују разни климатолошки елементи, који су посматрани или измерени истодобно у разним местима, и износи се њихово географско распрострањење. Приказује се како се утврђује хомогеност података, који су добијени у разним местима у дужем низу истих година, како се непостојеће вредности појединих елемената интерполишу или екстраполишу, и како се низови посматрања у разним местима редукују на нормални, дугогодишњи период, ради могућности непосредних упоређивања. Упоређењима података појединих климатолошких елемената из разних места и крајева долазимо у могућност да се одреди који делови неке државе или неког континента показују подударајуће или неподударајуће климатске услове, и где би се налазиле климатске међе. Ово излагање исто тако јасно показује колику би важност имала и теорија корелација у области климатологије. Све споменуто је у непосредној вези са климатолошком статистиком.

3. **Појам статистике.** — Реч статистика се, колико је познато, употребљава преко два века, али је мењала своје значење [2]. Статистика се, услед двоструког значења латинске речи status (= стање, држава), чешће означавала као наука о стању држава. Изгледа да се та реч најпре појавила у делу проф. Ахенвала [3]. Статистика је, много доцније, добила ознаку метода. Она се, мање или више, примењује у свима наукама, особито тамо где се ради о појавама, на које утиче већи број узрока.

Статистика је, по својој природи, експериментална наука. Њен задатак је, с једне стране, да прикупи, бројно обележи и доведе у ред уопште сложене појаве, одељујући их у мање групе, а с друге стране, да пронађе узроке, којима би се објасниле стварно опажене чињенице. Одвајање, као и утврђивање појединих узрока врши се сравњивањем великог броја случајева, све то рачунским путем, било мерењем или бројањем, било једним и другим, као и применом тзв. граничних вредности. Теориска страна статистике употребљава апстрактне појмове и схватања рачуна вероватноће. Тако, например, статистика потврђује постојање разних појава, које су настале са неким интензитетом при одређеним околностима. Тада се поставља претпо-

ставка о узроцима, који би могли изазвати те појаве. Да би се одговорило на питање, колико је нека претпоставка вероватна, тј. да ли се опажене појаве могу повољно објаснити, мора се прибећи теорији, систему логичног закључивања, а то је рачун вероватноће. Само се помоћу њега може рећи: Има много или мало изгледа (вероватноће) да је опажена појава настала под учињеном претпоставком. Ова је врло вероватна у првом случају и, по томе, повољно објашњава опажену појаву; претпоставка није вероватна у другом случају и мора се одбацити. Статистика, вођена физичким размишљањима, а пооштрена математичком обрадом, није само корисно, већ и неопходно помоћно средство климатолошког испитивања, услед велике особености атмосферских појава.

Потребно је споменути да је баш статистика унапредила модерна сазнања, која ипак не избегавају сумњу да ли стварно постоји узрочни закон у досад навикнутом облику, или не постоји. То се, например, може тицати модерних резултата испитивања до којих је дошао Макс Планк.

4. **Основни појмови за мере колектива.** — Одређен број сличних предмета, који се може распоредити према променљивом обележју, или према групи променљивих обележја, означује се као колективни предмет одн. колективна величина, или — укратко — као колектив (скуп, укупност, заједница). Само колективи, који се одреде по каквоћи и по количини, могу бити стварни предмет неке статистике. Поједине величине код колектива су чланови, а њихов број се зове обим колективног низа. Например, сви дани месеца јула у периоду 1901 – 1950 (50 година) јесу чланови; распоредно обележје могу бити средњи дневни, петодневни или десетодневни ваздушни притисци. Обим колективног низа износи 1550 (= 31 × 50) чланова.

Распоредно обележје неког колектива је постојано, ако се — по својој природи — може сматрати као постојана променљива, као што је средња дневна температура, средњи петодневни парни притисак, средња декадна облачност, итд. Распоредно обележје је, напротив, непостојано, ако има испрекидане вредности, као што је дневна висина падавина у неком месецу, број олујних дана, итд., јер они не настају свакога дана, већ у размацима. Ако је распоредно обележје променљив број X, он се тада назива као аргуменат колектива

Распоређивање неке колективне величине са постојаним обележјем врши се на тај начин што се подручје (одн. крајња граница) постојећих вредности аргумената подели у интервале, који се зову класе; сваком од тих интервала се придода њему припадајући број чланова z_i. Расподела се увек изврши у једнаке интервале. Сваки интервал је, у томе случају, довољно окарактерисан једном јединим вредношћу аргумента, коме припада дотични интервал и за који се узима средиште класе, односно вредност аргумента у средини класе (средишна вредност). При распореду колектива са непостојаним обележјем, треба свакој појединој вредности аргумента X_i придодати број z_i, који даје број чланова са обележјем X_i. Број z_i означује се као честина одређене класе. Ако се подручје колектива означи са N, тада је $y_i = \frac{z_i}{N}$ релативна честина чланова

који леже унутар интервала окарактерисаног са X. Овде вреде, дакле, једначине

$$\Sigma z_i = N \quad \text{и} \quad \Sigma y_i = 1.$$

Статистичари имају другачије ознаке. Нека величина, коју треба изборојати, зове се статистичка маса, а то је колектив у науци за мере колектива; поједини делови статистичке масе јесу статистичке јединице, а резултат бројања је статистички исказ. На исказе овакве врсте наилази се у свакој науци и у свима областима свакодневног живота у великом броју.

Код сваке статистичке масе могу бити од интереса: 1) њена величина и састав, 2) њен развитак. Поред тога је од интереса, шта би се могло рећи о међусобним односима код тенденција развитка појединих маса. Тога ради се постављају једначине у рачуну корелација, које дају меру за интензитет везе, а то је корелациони коефицијент (§ 88). Сазнања о свему наведеном изражавају се у бројевима.

ПРВИ ДЕО

ОПШТИ МЕТОДИ

5. **Статистичка карактеристика климатолошких елемената.** — Образац месечне таблице за метеоролошку станицу II реда садржи око 930 извршених читања са инструмената и непосредних посматрања (ваздушни притисак, екстреми температуре, температура сувог и влажног термометра, испаравање, апсолутна и релативна влажност, облачност, ветар, падавине, видљивост), а са прорачунавањем средњих дневних вредности 1200 података, односно 14.400 података годишње. Земља са мрежом само од 100 таквих станица даје око 1,500.000 података годишње. Убрајајући и станице III реда, као и кишомерне станице, добија се још знатно већи број података у току године. Човек није никако у стању да се снађе и разазна у тој огромној маси бројева. Климатолога, свакако, не занима толико њихова апсолутна вредност, колико међусобно упоређивање. Да би се нашао излаз из таквог тешког положаја, морају се сви добијени подаци статистички обрадити. Наука о мерама колектива даје за то потпуну могућност.

Полак је искористио ту могућност и знатно је допринео проблему статистичких метода у метеорологији и климатологији. Он наводи у једном раду [4] да се из таблица расподеле колектива, којима недостаје краткоћа, прегледност и одређеност, могу прорачунати неки мерни бројеви, које назива карактеристикама. Ти мерни бројеви могу, у одређеном правцу, обележити колектив знатно скраћено, услед чега су повољни да послуже као основа за упоређивање разних колектива.

Полак разликује, у својој класификацији, првобитне (примитивне), основне (елементарне) и више карактеристике. Као првобитне карактеристике означује оне које се могу прочитати, било непосредно или без већег рачуна, из таблице са расподелом метеоролошких елемената, рецимо из месечне таблице. То су екстреми (максимум и минимум) аргумента, са њиховом разликом, интервал (или ширина, колебање) варијације, најчешћа (најгушћа) вредност, т. зв. модус, која се може одредити обичном параболичном интерполацијом у близини максималне честине. Основним карактеристикама припадају: аритметичка средина, тј. просечна вредност аргумента која се највише употребљује у метеорологији и климатологији, средишна (централна) вредност, степен растурања, средње отступање (средња променљивост). Више карактеристике су: растурање (дисперзија), накривљеност (несиметрија) и претераност (ексцес).

I. ПРВОБИТНЕ КАРАКТЕРИСТИКЕ КЛИМАТОЛОШКИХ ЕЛЕМЕНАТА

Првобитне карактеристике могу се извести из изворних посматрања било тиме, што се употребљене вредности прецртају, било прорачунавањем, или расподелом у групе и сличним основним методима. Ради бољег разумевања навешће се примери.

6. **Екстремне вредности.** — Највећа и најмања вредност неког климатолошког елемента у току од 24 часа претставља његове екстреме. Разлика између те две вредности зове се *колебање*.

Промењљиву у таблици 1 означују дневне најниже измерене температуре у Београду у пет узастопних месеца марта 1936—1940. Екстремне вредности минимума за сваку годину могу се лако пронаћи у таблици, па ће се тада видети да су колебања (Δ) у свакој години другачија, од 10,8° у 1936 до 22,9° у 1940 години. Исто се тако може из таблице извести највећа и најмања вредност у току свих пет година, чиме се добијају апсолутни екстреми минимума температуре марта у периоду 1936—1940:

апсолутни максимум 16,6°
апсолутни минимум — 8.1
апсолутно колебање 24,7

Апсолутно колебање минималне температуре марта означава укупно колебање изнесених података у таблици 1.

Таблица 1. — Дневне минималне температуре у Београду за пет месеца марта

Датум	1936	1937	1938	1939	1940	1936/40
1	7,3	5,6	1,1	1,3	−0,6	
2	5,4	2,7	3,8	2,2	−6,4	
3	4,1	0,8	−0,1	0,6	−7,5	
4	6,7	−2,4	0,0	−2,0	−3,1	
5	9,9	0,8	2,1	−1,6	0,0	
6	5,9	2,2	2,6	−2.2	−3,2	
7	4,3	4,0	6,4	5,4	−8,1	
8	4,6	6,1	2,5	2,9	−7,2	
9	5,0	10,3	4,3	0,8	−6.5	
10	3,2	7,7	8,9	2,0	−7,0	
11	6,8	3,8	4,5	−0,2	1,8	
12	9,1	5,6	−1,2	−1,3	2,7	
13	6,5	9,4	−4,4	−2,0	3,9	
14	3,0	8,3	−5,7	−3,9	8,6	
15	1,3	12.2	0,0	−2,0	0,9	
16	1,5	3,0	1,7	−1,1	−1,9	
17	4,4	0,8	3,9	−2,0	−2,9	
18	3,9	6,6	5,6	−3,2	−3,0	
19	2,3	10,6	4,9	−0,6	−4,1	
20	2,0	16,6	5,8	−0,4	0,2	
21	3,8	8,5	7,4	−0,6	0,9	
22	5,6	7,1	10,5	−1,6	2,1	
23	6,7	10,0	9,0	−2,2	4,3	
24	10,3	9,9	8,5	−0,5	6,9	
25	10,3	4,0	6,9	1,8	5,3	
26	10,1	3,1	8,0	3.2	8,7	
27	12,1	3,1	2,2	7,6	14,8	
28	10,4	3,6	1,0	6,1	11,2	
29	7,4	4,5	0,1	4,2	0,8	
30	5,7	7,4	−0,4	3,5	0.3	
31	6,1	7,3	8,7	4,2	0,4	
$\overline{m}$	6.0	5,9	3,5	0,6	0,4	3,3
Δ	10,8	19,0	18,2	11,5	22,9	

Средње месечне минималне температуре обележене су са $\overline{m}$. И код њих има великих разлика. Али, углавном, постоје прилично јасне везе између средње месечне вредности и месечног колебања: најнижој средњој месечној минималној температури одговара највеће месечно колебање, и обратно. Међутим, и ту има већих отступања од правила.

Другачији ће бити закључци ако се узму других пет узастопних година, опет за дневне минимуме температуре марта у Београду. Тако је у периоду 1931—1935 апсолутни максимум (t_x) месеца марта био 13,4° (14. 1934), апсолутни минимум (t_n) − 13,6° (1. 1932), што се види из приложене таблице. По овим вредностима излази да је апсолутни

максимум у овом периоду за 3,2° нижи, а апсолутни минимум за 5,5° нижи од истих у периоду 1936/40. Поред тога, средњи мартовски минимум температуре у ових пет година мењао се од — 3,3° (1932) до 6,6° (1934), дакле готово у двапут ширим границама од промена у периоду 1936/40.

	1931	1932	1933	1934	1935	1931/35
t_x	8,1	3,6	10,3	13,4	7,9	13,4
t_n	— 6,2	— 13,6	— 3,5	— 0,9	— 7,4	— 13,6
Δ	14,3	17,2	13,8	14,3	15,3	27,0
$\overline{m}$	— 0,5	— 3,3	1,8	6,6	0,6	1,0

Ако неко место има дуг низ посматрања, тада се за сваки месец сваке године испишу екстремне вредности, а помоћу њиховог збира одреди се средњи месечни максимум и средњи месечни минимум. Из ове две вредности изведе се средње месечно непериодско колебање екстрема. За пример су узете максималне и минималне температуре јануара у Загребу [4a] у периоду 1891—1940 (таблица 2).

Таблица 2 — Максималне и минималне температуре јануара у Загребу у периоду од 50 година (1891—1940)

Год.	t_x	t_n	год.	t_x	t	год.	t_x	t_n	год.	t_x	t_n	год.	t_x	t_n
1891	6,4	−17,2	1901	10,1	−16,9	1911	13.1	−9,8	1921	15,3	−2,1	1931	14,4	−3,7
92	9,8	−18,0	02	13,3	−5,0	12	13,4	−11,3	22	10,5	−10,0	32	11,3	−9,0
93	1,1	−21,8	03	17,2	−16,6	13	10,9	−7,1	23	9,6	−6,5	33	8,1	−10,7
94	10,1	−12,4	04	11,6	−7,3	14	4,6	−17,8	24	5,1	−12,8	34	9,2	−6,9
95	11,2	−10,2	05	8,9	−17,9	15	10,9	−12,9	25	13,8	−6,5	35	8,4	−11,6
96	4,2	−11,2	06	10,4	−9,3	16	11,2	−3,5	26	11,5	−9,7	36	13,9	−1,1
97	5,7	−10,4	07	11,0	−15,8	17	13,2	−8,5	27	11,3	−3,1	37	10,0	−9,4
98	10 1	−6,6	08	9,9	−12,4	18	14,0	−14,3	28	11,3	−7,9	38	11,6	−12,0
99	13,8	−1,7	09	12,1	−12,8	19	15,0	−3,0	29	4,6	−16,8	39	15,0	−6,9
1900	14,4	−6,9	1910	12,2	−8,2	1920	15,2	−3,5	1930	11,9	−5,0	1940	1,8	−14,0

По овим подацима је средњи 50-огодишњи месечни максимум температуре 10,7°, средњи месечни минимум —9,9°, што одговара колебању од 20,6°. Апсолутни максимум јануарске температуре у ових 50 година је 17,2° апсолутни минимум —21,8°, а апсолутно колебање 39,0°.

Корисно је да се све овакве вредности објаве, како би се добио што исцрпнији преглед ових важних климатолошких појединости [5]. Исто тако треба саопштити за сваки месец и годину **апсолутне екстреме** из целог периода посматрања, као и највеће и најмање средње месечне вредности, односно највеће и најмање месечне суме код падавина, трајања осунчавања, итд. Например, Хвар — у периоду од 60 година — има у априлу просечну температуру од 14,1°. Али је

1862 април био најтоплији, са средњом температуром од 16,1°, док је 1864 био најхладнији, са средњом температуром од 11,9°. У истом месецу је просечна 60-огодишња висина кише 60 мм, али је у најкишовитијем априлу 1908 пало 208 мм, а у најсувљем априлу 1865 године тек 1 мм.

7. **Расподела чланова колектива у интервале. Честина. —** Статистичке честине су погодно средство да се расподеле неких климатолошких елемената прикажу очигледније и изразитије, него што је случај код средњих или екстремних вредности. Код колектива, дакле одређеног броја посматрања, расподела се згодно покаже у виду таблице честине. Она садржи честине z_i различитих вредности аргумента. Код постојаних обележја мора се за то наћи погодна расподела у интервале, односно у различите класе.

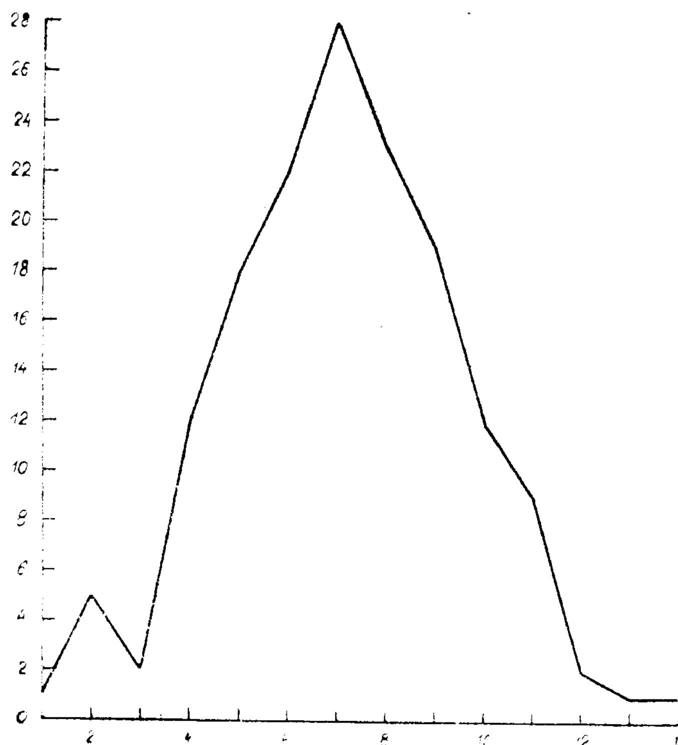
Ако се променљива стално мења у својој величини, што је обично код климатолошких елемената, тада се избор интервала за израду таблице честине управља према овим условима: а) Вредности променљиве, које су обухваћене изабраним интервалом, треба да се слажу — без велике грешке — са вредношћу средишта интервала, одн. са вредношћу у средини дотичне групе. б) Обраћајући пажњу на ово, интервал треба да је — по могућности — што већи. Ова два услова су испуњена, уопште, ако се узме такав интервал да цео колектив обухвата 15 до 25 интервала [2]; ако је мање од 15 интервала, таблица честине нема довољно тачности, ако је, напротив, више од 25 интервала, таблица је незгодна за руковање. в) Крајње тачке интервала, па и његово средиште, треба да имају целе бројеве. г) Узастопни интервали треба да су једнаки, како би се таблица честине могла непосредно употребити за рачунање или за графичке приказе. Уопште, избор величине интервала зависи од постојећег броја посматрања и од степена тражене тачности. Шарлије је опште правило о величини интервала (C) изразио једначином [5а] : $C = (M - m) : 20$, у којој су M и m највећа и најмања вредност у целом низу посматрања.

За услове у таблици 1 доста су погодни интервали од по 2°, јер у њој има свега 155 чланова или статистичких јединица. Најмања вредност у таблици је −8,1°, највећа 16,6°. По томе се узима да је подручје постојећих вредности аргумената ограничено са −10° и 18°, дакле, целим бројевима. На тај се начин добија 14 интервала, одн. класа. Сада се у сваку групу таблице честине унесу, тачком или цртицом, оне вредности из таблице 1 које јој припадају, а тиме се добије расподела честине. Понекад се дешава да је нека статистичка јединица баш на граници две класе. Тако, стварно, има четири вредности од −2°, по две вредности од 2° и 4°, три вредности од 0°, по једна вредност од 8° и 10°. У два прва случаја се половина вредности упише у нижу, друга половина у вишу класу, што је сасвим природно. Теже је код два остала случаја. Најправилније би било да се половина упише у нижу, друга половина у вишу класу, али тада честина у те две класе не би била означена целим бројем, већ разломком. Неће се много погрешити, ако се две вредности од 0° упишу у нижу, једна у вишу групу, или обратно, а код 8° и 10° ако се цела вредност унесе било у нижу или у вишу класу. Расподела честине приказана је у таблици 3.

Таблица 3. — Таблица честине. Груписање података у класе интервала од по 2°

Број (1)	Класа: границе °C (2)	Класа: средиште °C (3)	Честина: апсолутна (4)	Честина: релативна (5)	Честина: уравната (6)
1	—10 до —8	—9	1	0,7%	1,3%
2	—8 до —6	—7	5	3,2	2,1
3	—6 до —4	—5	2	1,3	3,3
4	—4 до —2	—3	12	7,7	7,1
5	—2 до —0	—1	18	11,6	11,3
6	0 до 2	1	22	14,2	14,5
7	2 до 4	3	28	18,1	16,3
8	4 до 6	5	23	14,8	15,0
9	6 до 8	7	19	12,3	11,8
10	8 до 10	9	12	7,7	8,4
11	10 до 12	11	9	5,8	5,2
12	12 до 14	13	2	1,3	2,3
13	14 до 16	15	1	0,7	0,8
14	16 до 18	17	1	0,6	0,6

У многим је случајевима потребно да се, поред класе интервала (стубац 2), унесу и средишне вредности сваке класе, као што показује стубац 3. У ступцу 4 је изнесен укупан број посматрања (чланова) који улази у границе узастопних класа. Тако одређени низови претстављају р а с п о д е л у ч е с т и н е (фреквенције или густине) одговарајућих података мерења или посматрања. За разна основна климатолошка упоређивања су погодније релативне честине; и то су стварне, апсолутне честине, али изражене у процентима укупног броја посматрања n (= 155), стубац 5. Најзад се у ступцу 6 налазе уравнате вредности (§ 8 и § 33), опет у процентима.



Слика 1. — Полигон честине минималне температуре марта у Београду

8. Графички приказ расподеле честине. — Расподела честине у таблици 3 може се графички приказати на два начина:

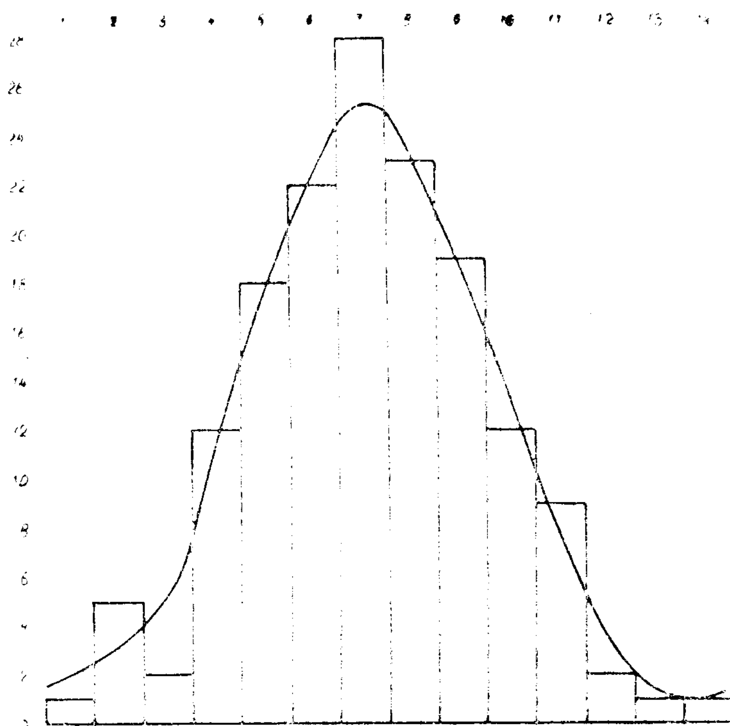
1) Помоћу тачака чије су координате вредности промењљиве (минималне температуре) у с р е д и ш т и м а узастопних класа (—9°, —7°, ... 15°, 17°) и број посматрања који припада појединим класама (апсолутна честина). Ако се на местима где се координате пресецају све тачке повежу правом линијом добија се п о л и г о н ч е с т и н е (слика 1).

2) Помоћу ступњевитих правоугаоника. Ширина сваког ступња равна је, у томе случају, граници иза-

браног интервала, а висина ступња је равна одговарајућем броју посматрања. Тако добијен графички приказ зове се **хистограм** (слика 2). То су, као што је споменуто, правоугаоне површине, које показују колику честину посматрања има одређен интервал, одн. одређена класа.

Површина сваког од ова два цртежа је, несумњиво, пропорционална укупном броју посматрања.

Оба графичка приказа су испрекидана, с једне стране што је променљива ограничена свега на пет година, а с друге стране, што су границе интервала сразмерно мале. Средишне вредности треба да се уравнају (§ 33) због велике неправилности у облику полигона честине, како би се добила правилнија крива. То се, обично, врши формулом $(a + 2b + c):4$. Начин одређивања показаће се по подацима у таблици 3. Узмимо бројеве 2, 3 и 4 у ступцу 1. Њихова апсолутна честина је 5, 2 и 12. Ако ти бројеви имају ознаке a, b и c, биће збир 21 $(=5+2\times2+12)$, а уравната вредност је $21:4=5{,}25$. Уравнате вредности су графички приказане кривом на слици 2.



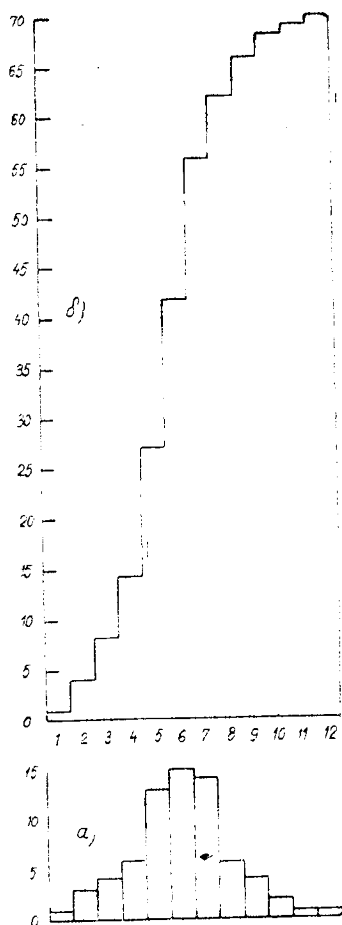
Слика 2. — Хистограм апсолутних честина минималне температрре марта у Београду са уравнатом кривом честине

Код колектива се често изведе таблица збирова. При томе се полази од прве класе у таблици честине према даљима: прво се забележи честина z_1 прве класе, затим укупна честина прве и друге класе или збир $z_1 + z_2$, итд. Тако се у последњој класи добије укупни број посматрања, одн. код употребе релативних честина, 100%. Графички се, у томе случају, добије **збирни** или **кумулативни хистограм**. Згодније је да се за овај случај узме пример са мањим бројем посматрања, рецимо честина средње месечне температуре новембра у Љубљани у периоду 1864—1933. Температуре у средишту појединих класа имају оволику честину и збир:

температура	— 1°	0°	1°	2°	3°	4°	5°	6°	7°	8°	9°	10°
честина	1	3	4	6	13	15	14	6	4	2	1	1
збир	1	4	8	14	27	42	56	62	66	68	69	70

На основу ових података нацртани су хистограм и збирни хистограм на слици 3.

Најзначајнији рад из примене математичке статистике на метеоролошке податке дао је знаменити енглески статистичар Пирсон, са својом сарадницом Ли [6]. Они показују барометарске криве честине у Пирсоновим „уопштеним кривима честине“, које знатно отступају од нормалне расподеле честине.



Сл. 3. — Хистограм апсолутне честине средње новембарске температуре у Љубљани (*а*) и збирни хистограм (*б*)

9. **Модус, најгушћа (најчешћа) вредност.** — Најгушћа је она вредност аргумента која се јавља најчешће; зове се, по латинском, модус (енгл. mode), а скраћено се означује словом *D*. То је вредност променљиве која одговара темену (максимуму) у кривој честине. Зато се она назива у стручној немачкој литератури као Scheitelwert. Оваква дефиниција захтева цртање полигона честине или хистограма, којима се може утврдити аналитички облик криве. Иначе се место или положај модуса (енгл. modal height) може одредити обичном (параболичном) интерполацијом у близини највеће честине. Ако графички приказ расподеле честине показује више максимума, онда има и више модуса. Највећи број метеоролошких кривих честине има само један модус; тек код неких од њих јављају се два или више модуса.

Као класа модуса означује се у климатолошкој статистици она класа интервала у коју долази највећи број посматрања. У таблици 3 постоји само једна класа модуса, код броја 7, са вредношћу од 3°. Иначе се вредност модуса може, приближно, одредити обичном линеарном интерполацијом. Једначина гласи [7]:

$$D = L_{mo} + \left(\frac{f_a}{f_a + f_b}\right) C, \qquad (1)$$

у њој је L_{mo} доња граница класе модуса, f_a честина класе интервала изнад групе модуса, f_b честина класе интервала испод групе модуса, C величина класе интервала. По томе се, из таблице 3, добијају следеће вредности: $L_{mo} = 2^{0}$ (број 7, стубац 2 лево), $f_a = 23$ (број 8, стубац 4), $f_b = 22$ (број 6, стубац 4), $C = 2^{0}$ (стубац 2). На тај је начин

$$D = 2 + \left(\frac{23}{23 + 22}\right) 2 = 3{,}02^{0}.$$

Оба се резултата, дакле, потпуно подударају; разлика је тек 0,02°.

О климатолошкој важности најчешће вредности постоје разна мишљења. Хуго Мајер [8] сматра да је најчешћа вредност важнија за обележје климатских прилика од аритметичке средине. Хан, међутим, одбија то мишљење из ових разлога [9, стр. 38]: а) Најчешће вредности између два једнако дуга низа посматрања у истом месту

показују веће диференције од одговарајућих средњих вредности, и много су несигурније. Например, два 25-огодишња низа посматрања у Лењинграду, 1861–1885 и 1886–1910, имају код најчешћих средњих годишњих вредности ваздушне температуре разлику од 1,3°, док је ова код средњих годишњих температура 0,9° [10]. б) Изгледа немогуће да се најчешће вредности, изведене из краћег периода посматрања, редукују на дужи период, тако да се не постиже потребна упоредљивост. в) Криве честине показују чешће два максимума, чиме је отежано рачунање са њима, ма да би могли бити обележајни са климатолошког гледишта. Хан ипак признаје да су најчешће вредности корисне за подробна климатолошка испитивања, али да никад не могу заменити средњу вредност.

Истодобна употреба две веома сличне, али међусобно неупоредљиве величине, као што су модус и аритметичка средина, тешко се могла одомаћити, јер је — при краћим низовима посматрања — честина појединих ступњева много зависна од случаја. Више модуса може се лако појавити код краћих серија посматрања, док код дуге серије постоји само један модус, и то на другом месту.

Теориски физичар Х. Маурер такође налази [11] да су криве честине корисне, али да најчешће вредности имају мало значаја; закључке о сличности, са рачунањем грешака, треба чинити веома опрезно.

Према савременом схватању је корисно, понекад и неопходно потребно, да се расподела честине и вредност максималне честине узимају у обзир у климатолошким радовима, како би се бројне везе боље разумеле. Корист тога видеће се у § 10.

II. ОСНОВНЕ КАРАКТЕРИСТИКЕ КЛИМАТОЛОШКИХ ЕЛЕМЕНАТА

10. **Аритметичка средина, средња вредност.** — Број дугогодишњих метеоролошких података у неком месту је толико велики да га је немогуће схватити у целини, као што је споменуто у § 5. Стога се обично сажима и приказује у неколико бројева, нарочито у средњим вредностима, или аритметичкој средини, за поједине месеце, годишња доба и годину. Али се средња вредност не одређује бројањем чланова колектива, као код најчешће вредности D, већ поређивањем два колектива, од којих један улази у рачун као нов. У примеру се врши поређење узастопне вредности променљиве и укупног броја посматрања.

Ако су у неком низу $x_1, x_2, \ldots x_i, \ldots x_n$ узастопне вредности променљиве X, са N посматрања, тада је средња вредност $\bar{X}$ одређена једначином

$$\bar{X} = \frac{\Sigma x_i}{N}, \qquad (2)$$

у којој x_i означује сваки број од x_1 до x_n,

дакле је

$$\Sigma x_i = (x_1 + x_2 + \ldots + x_i + \ldots + x_n).$$

Прорачунавање аритметичке средине је једноставно и код дужих низова посматрања. Али, ако је број података изванредно велики, чине се код прорачунавања олакшице, наиме цео колектив се подели у класе. Ако се средишта класа означе са X_i, њихове честине са z_i, укупни обим колектива са N и број класа са n, аритметичка средина је изражена једначином

$$\overline{X} = \frac{\Sigma z_i X_i}{N} = X_0 + \frac{1}{N} \Sigma z_i (X_i - X_0); \qquad (3)$$

ту је X_0 произвољни број.

Израз $\Sigma z_i X_i = (z_1 X_1 + z_2 X_2 + \ldots + z_i X_i + \ldots + z_n X_n)$.

Одређена средња вредност $\overline{X}$ је, према начину како се до ње дошло, рачунска величина; зато не мора бити стварно обележје неког статистичког елемента.

Прорачунавање аритметичке средине показаће се по подацима из таблице 1 и 3. По једначини (2) саберу се све вредности у таблици 1 од 1 марта 1936 до 31 марта 1940, а збир се подели са 155 $(=N)$, дакле

$$\overline{X} = \frac{(7{,}3 + 5{,}4 + 4{,}1 + \ldots + 11{,}2 + 0{,}8 + 0{,}3 + 0{,}4)}{155} = \frac{508{,}2}{155} = 3{,}28.$$

По облику једначине (3) употребе се из таблице 3 вредности у ступцу 3 и 4. Ове се код сваке класе помноже, а производи узастопних класа се саберу. На крају се укупни збир подели са укупним обимом колектива $N = 155$. Прорачунавање се, по томе, врши овако:

$$\overline{X} = \frac{\{[1 \times (-9)] + [5 \times (-7)] + [2 \times (-5)] + \ldots + (2 \times 13) + (1 \times 15) + (1 \times 17)\}}{155} =$$

$$= \frac{511}{155} = 3{,}29.$$

На оба начина је, као што се види, добијена готово иста аритметичка средина са вредношћу од 3,28 одн. 3,29, док је у таблици 1 заокружена на 3,3.

Треба споменути да аритметичка средина није највероватнија вредност за неку стварну величину, него је појам који даје драгоцено помоћно средство да се снађемо и разаберемо у маси бројева, а с друге стране да добијемо могућност за поређење са другим низовима посматрања.

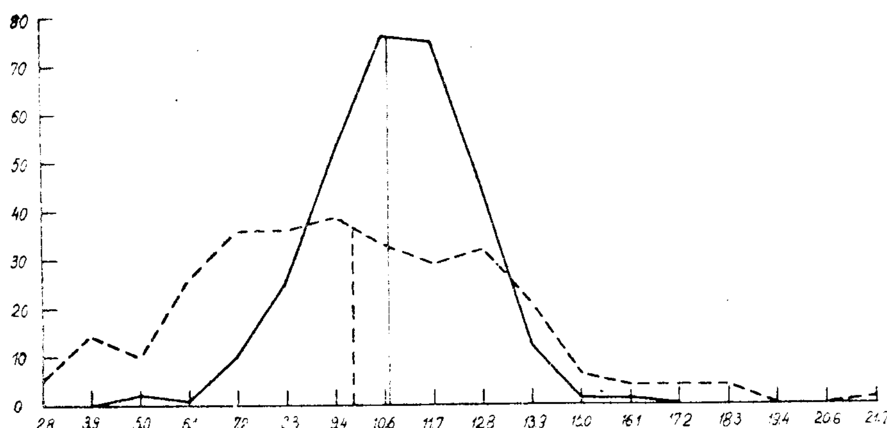
Што се тиче важности, коју климатолози придају некој „просечној вредности", треба испитати њено значење. Брукс је утврдио [12] да Сили Острва, југозападно од Корнвола (49,9° N, 6,3° W) и Бермингем, у срцу Енглеске (52,5° N, 1,9° W), имају готово исту просечну температуру ваздуха у 13 часова, 10,7° одн. 9,9°C, али то никако не значи да су опште температурне прилике у томе времену и у ова два места такође исте. Напротив, постоји велика разлика. Да би се то показало, изнесена је у таблици 4 честина појединих температура, за

оба места, у средишту сваке класе за месец април у периоду 1928/37, на који се односе и поменуте просечне температуре. У овој таблици су степени Фаренхајта промењени у Целзиусове степене.

Таблица 4. — Честине температуре у средишту сваке класе у априлу (период 1928/37)

Температура честина	2,8°	3,9°	5,0°	6,1°	7,2°	8,3°	9,4°	10,6°	11,7°
Сили	0	0	2	1	10	25	52	76	75
Бермингем	5	14	10	26	36	36	39	33	29
Температура честина	12,8°	13,9°	15,0°	16,1°	17,2°	18,3°	19,4°	20,6°	21,7°
Сили	45	12	1	1	0	0	0	0	0
Бермингем	32	21	6	4	4	4	0	0	1

По подацима у таблици 4 излази да температуре на Сили Острвима показују тежњу за једноликошћу; највише су нагомилане око положаја аритметичке средине. Бермингем има много промењивију и знатно растуренију расподелу температуре, али је и овде највећа честина у близини аритметичке средине. Важно је да, од укупног броја посматрања (300), Сили Острва имају код ступњева температуре од 8,8° до 13,5° честину од 82,7%, а Бермингем тек честину од 44,2%, готово за половину мању. Те чињенице непосредно објашњавају разлику између маритимних и умерено континенталних термичких особина.



Слика 4. — Криве честине разних ступњева температуре на Сили Острвима (1) и у Бермингему (2), и положаји аритметичке средине

Велике разлике између честине разних ступњева температуре у два поменута места прикривене су сличношћу њихове аритметичке средине. Постојеће разлике виде се још јасније на слици 4. Ту су пуном линијом означене температурне прилике Сили Острва, а испрекиданом линијом прилике Бермингема. Управна линија показује аритметичку средину, крива линија честину код разних ступњева температуре.

11. **Медијан, централна вредност.** — Медијан (лат. medianus = постављен у средину), или централна вредност неког колектива, јесте вредност у средини распоређених чланова по величини аргумента. Ако је N парни број, и ако су обе централне вредности аргумента неједнаке, узима се као централна вредност аритметичка средина из обе

суседне вредности, дакле у априлу од 15 и 16 броја. Ако је N непарни број, тада је централна вредност таман у средини распоређених чланова по величини аргумента. Медијан има, по томе, једноставно и јасно обележје: при распореду броја посматрања по величини, има исто онолико бројева лево, колико је десно од медијана.

Метод прорачунавања медијана M налази се између првобитне и основне карактеристике, јер постоје два метода -бар теориски-, од којих први доводи до првобитног елемента. Као пример за ово одређење медијана узеће се минималне температуре марта 1936 из таблице 1. Те температуре морају се распоредити по величини, полазећи од најниже према највишој, а такав распоред зове се строј. Резултат је низ бројева, по величини (строј), у таблици 5. У њој је централна вредност 5,7⁰ код броја 16. Ако се последња температура (број 31 = = 12,1⁰) не узме у обзир, тада би строј имао низ од 30 бројева; централна вредност би одговарала аритметичкој средини бројева 15 и 16, дакле (5, 6 + 5, 7) : 2 = 5,65⁰. Овај метод распореда бројева и одређења медијана је „првобитни“, али — по правилу — тегобан и дуготрајан, услед великог броја појединачних података, например ако се узму сви подаци из таблице 1 или се употреби за рачунање још 10 година.

Таблица 5. — Пример за строј: распоред минималних температура марта 1936 у Београду, по величини

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
1,3	1,5	2,0	2,3	3,0	3,2	3,8	3,9	4,1	4,3	4,4	4,6	5,0	5,4	5,6	5,7
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
5,9	6,1	6,5	6,7	6,7	6,8	7,3	7,4	9,1	9,9	10,1	10,3	10,3	10,4	12,1	

Ако се медијан подудара са положајем аритметичке средине, тиме је показано да су вредности појединих чланова колектива распоређене симетрично. Напротив, ако се медијан не поклапа са аритметичком средином, поједине вредности су распоређене несиметрично.

Други метод се може применити на оне податке који су већ расподељени у класе. Али је и за овај метод потребан велики број посматрања. За пример су узете минималне температуре јула у Београду у периоду 1931 – 1940. Таблица 6 показује расподелу честине према средњој температури у средишту сваке класе. Апсолутни екстреми у томе периоду су 9,3⁰ (7-VII-1933) и 25,1⁰ (15-VII-1931), апсолутно колебање 15,8⁰, укупни број посматрања 310.

Пошто су подаци у таблици 6 мерени са тачношћу од 0,1⁰, повољна величина за класу интервала је $C = 1^0$. Први интервал се добија из вредности од 9⁰ до 10⁰, други, од 10⁰ до 11⁰, последњи, од 25⁰ до 26⁰. На тај је начин температура средишта класе (9 + 10) : 2 = 9,5⁰, (10 + 11) : 2 = = 10,5⁰, итд.

Споменуто је да централна вредност лежи у средини укупног броја распоређених података N, тако да су 50% од њих испод, а 50% изнад те вредности. У примеру је $N = 310$, те је $N : 2 = 155$. То је

место централне вредности. Даљи поступак при одређењу медијана је овакав:

Таблица 6. — Расподела честине према средњој температури у средишту сваке класе (минималне температуре јула 1931—1940)

1 класе	2 температура у средишту класе	3 честина	4 збир честина
1	9,5	2	2
2	10,5	3	5
3	11,5	7	12
4	12,5	16	28
5	13,5	19	47
6	14,5	26	73
7	15,5	38	111
8	16,5	49	160
9	17,5	39	199
10	18,5	41	240
11	19,5	27	267
12	20,5	20	287
13	21,5	12	299
14	22,5	5	304
15	23,5	2	306
16	24,5	2	308
17	25,5	2	310

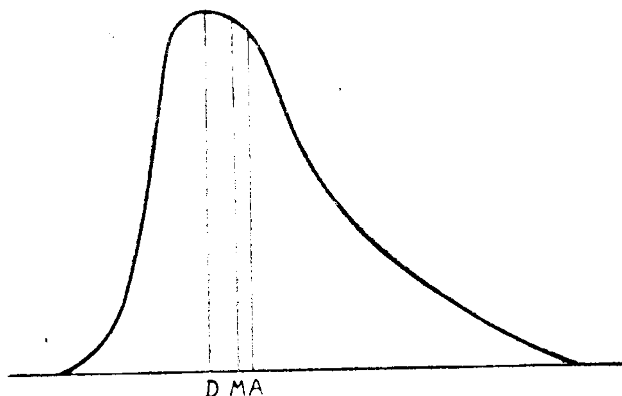
1) У ступцу 4 таблице 6 види се да је вредност од 155 премашена код 8 класе (стубац 1). Температура медијана се, према томе, налази између 16° и 17°.

2) Сада се од броја 155 (= 50%) одузме збир честине ниже класе (стубац 4), тј. класе 7, дакле вредност 111, по чему је 155 – 111 = 44.

3) Како 8 класа, у којој је медијан премашен, има честину од 49 посматрања (стубац 3), од њих лежи 44 испод медијана.

4) Одговарајући томе, величину класе интервала од 1° (између 16° и 17°) треба поделити у размеру 44 : 49 = 0,90. Медијан има, на тај начин, стварну температуру

$$M = 16^0 + (1^0 \times 0{,}9) = 16{,}9^0.$$



Сл. 5. — Положај модуса (D), медијана (M) и аритметичке средине (A) у несиметричној кривој расподели честине: $D > M > A$

Аритметичка средина (A), модус (D), и медијан (M) подударају се и поклапају код симетричне расподеле. Ако је расподела несиметрична, тада су модус, медијан и аритметичка средина обично распоређени као што показује слика 5, из које се види да је $D > M > A$, и приближно задовољавају емпириски однос

$$D = A - 3\,(A - M).$$

12. **Квартили и децили.** — Број распоређених чланова колектива по величини аргумента подељен је централном вредношћу на две једнаке половине од 50%, па је зато и добила то име. Али, ако се тако распоређени чланови колектива не поделе у две половине, већ у четири једнако велика дела од 25% укупног броја, добијају се квартили (лат. quatuor = четири). Тако одређене x вредности означују се као први (доњи) и трећи (горњи) квартил, пошто се други квартил поклапа са медијаном. Исто тако настају децили (лат. decem = десет), ако се распоређени чланови колектива поделе у десет једнако великих делова од 10% укупног броја.

Поступак при прорачунавању вредности код квартила и децила исти је као и код одређивања вредности медијана. У примеру таблице 6 одговара једном квартилу 310:4 = 77,5 података, а једном децилу 310:10 = 31 податак.

Вредност првог квартила, Q_1, премашена је, на тај начин код 7 класе, са збиром честине од 111 података (стубац 4), а између температуре од 15° до 16° (стубац 2). Сада се од 77,5 одузме укупни збир ниже класе, тј. класе 6, дакле 73, по чему је 77,5 − 73 = 4,5. Пошто 7 класа садржи 38 података, од њих лежи 4,5 испод првог квартила. Одговарајући томе, интервал од 1° треба поделити у размери 4,5:38 = 0,12, тако да први квартил има стварну температуру од 15° + (1° × 0,12) = 15,12°.

Збир три прва квартила је 232,5. Према томе је вредност трећег квартила, Q_3, премашена код 10 класе, са збиром честине од 240, а између температуре од 18° до 19°. Сада се од 232,5 одузме збир честине ниже, 9 класе, дакле 232,5 − 199 = 33,5. Како 10 класа садржи 41 податак, од тога лежи 33,5 испод трећег квартила. На тај се начин интервал од 1° подели у размери 33,5:41 = 0,82. То значи да трећи квартил има стварну температуру од 18° + (1° × 0,82) = 18,82°.

На основу свега долази се до ових резултата:

	апс. мин. темп.		први квар.		медијан		трећи квар.		апс. макс. темп.
	9,3°		15,1°		16,9°		18,8°		25,1°
разлика		5,8°		1,8°		1,9°		6,3°	

Карактеристично је за понашање квартила да 50% од свих посматрања лежи у границама од 3,7°, између температуре првог (или доњег) и трећег (или горњег) квартила (15,1° и 18,8°). Осталих 50% расподељени су на температурну разлику од 12,1°, која је 3,3 пута већа од прве. Те чињенице сведоче о реткости великих отступања температуре од средње вредности.

Код децила се показује ово: Први децил садржи 31 податак, и лежи унутар 5 класе, између температуре од 13° и 14°. Пошто прве четири класе имају збир од 28 посматрања, 5 класа учествује са 3 посматрања (= 31 − 28) да би дала први децил. Како ова класа има честину од 19 посматрања, мора се цела вредност 5 класе поделити у размери 3 : 19 = 0,16°. Следствено томе је температура првог децила 13° + (1° × 0,16) = 13,16°. — Први и други децил садрже укупно 62 посматрања; зато други децил лежи унутар 6 класе, између температуре од 14° и 15°, са честином од 26 посматрања. Пошто нижа, 5 класа има збир од 47 посматрања, 6 класа учествује са 15 посматрања, јер

то одговара разлици 61—47. Класни интервал треба поделити у размери 15 : 26 = 0,58, па је температура другог децила 14° + (1° × 0,58) = = 14,58°. Исти је поступак при рачунању код осталих децила.

Тако се долази до следећег резултата:

апс. мин.	9,3°	4 децил	16,4°	8 децил	19,3°
1 децил	13,2	5 „	16,9 = медијан	9 „	20,6
2 „	14,6	6 „	17,7	апс. макс.	25,1
3 „	15,6	7 „	18,4		

Вреди споменути да и код децила лежи 60% од свих посматрања у границама од 4,7°, између 14,6° код 2 и 19,3° код 8 децила. Осталих 40% распоређено је на температурну разлику од 11,1°, која је око 2,4 пута већа од прве. И то указује на реткост знатних отступања температуре од нормалне вредности.

Интер-квартилно отступање Q одређено је једначином

$$Q = \frac{Q_3 - Q_1}{2}.$$

Његова вредност је, по горњем примеру,

$$Q = \frac{18,8^0 - 15,1^0}{2} = \frac{3,7^0}{2} = 1,85^0$$

13. **Грешке статистичких мерних бројева.** — Пре него што се пређе на проблем отступања појединих чланова колектива од аритметичке средине треба добити довољно знање о неким другим појмовима, који су такође важни за климатолошку статистику.

Број добијен мерењем, посматрањем или проценом, а којим је означена нека климатолошка величина, има неку грешку. То значи да се ниједно мерење или посматрање не може сматрати као потпуно тачно. Разлика између ове и стварне вредности, рецимо добијене аутoрегиструјућим инструментом, зове се „грешка“ посматрања.

При испитивању грешака се обично узима да су посматрања вршена најпажљивије. Неки посматрач, може, при читању барометра, учинити грешку од 1 мм или 5 мм, а при читању термометра, грешку од 1° или 5°. Али такве омашке би се класификовале као „грубе грешке“, јер се могу лако утврдити, а не као обична „грешка“. Ако се предузме и највећа пажња да се грубе грешке избегну, увек ће остати мање грешке, које су последица личних посматрања у одређеном периоду година, тако да се разликују једна од других и од стварне вредности оне величине која се мери.

Инструменат може имати грешке конструкције или скале. Ове се могу отклонити упоређивањем са нормалним инструментом. Грешке могу бити постојане, истог знака и величине, или систематске.

Промењљиви спољашњи услови доводе, такође, до грешака у посматрању, например при треперењу теодолита под утицајем јачег ветра. Ако би се успело да се све константне или систематске грешке

инструмента, и личне грешке посматрања отклоне, уколико је могуће, остаће и даље неке „случајне" грешке посматрања, ако је узрок остао непознат. Ипак је неко расуђивање неопходно потребно у примени тих принципа. Тако је, например, непотребно трошење времена да се температура измери са тачношћу до $0{,}01^0$, јер се у истом месту дешавају веће промене у температури од једног до другог минута, док је тачно читање до $0{,}1^0$ потпуно могуће и лако.

Ако се грешка, којој подлежи неко мерење или посматрање, схвати као да је произведена од већег броја незнатних и независних грешака, било да је свака позитивна или негативна, тада је вероватноћа $P(X)$ да код тог мерења постоји грешка X изражена једначином

$$P(X) = \frac{h}{\sqrt{\pi}}\, e^{-h^2(X-\overline{X})^2}\,; \tag{4}$$

у њој је X отступање вредности аргумента, $\overline{X}$ аритметичка средина. Ако се стави да је $X - \overline{X} = x$, а уместо $P(X)$ напише y, добија се

$$y = \frac{h}{\sqrt{\pi}}\, e^{-h^2 x^2}\,. \tag{4a}$$

Ту је h = параметар, y = ордината честине на отстојању d (девијација) од средишта координатног почетка (слика 6), $\pi = 3{,}14159$ (Лудолфов број), $e = 2{,}718$ (база природног логаритма).

То је Гаусов закон у најупотребљивијем виду, који претставља нормалну, симетричну расподелу честине. У њој се аритметичка средина, медијан и модус налазе на истом месту у кривој честине, дакле је $A = M = D$. Не би било разлога да, при врло великом броју аргумената, девијације не би могле имати све вредности од $+\infty$ до $-\infty$. Тада је крива у виду звона.

Увођењем интеграционих променљивих

$$u = hx \quad \text{и} \quad dx = \frac{du}{h}$$

добија се расподела растурања (в. § 16)

$$\sigma = \sqrt{\int_{-\infty}^{+\infty} x^2\, y\, dx} = \frac{1}{h\sqrt[4]{\pi}} \sqrt{\int_{-\infty}^{+\infty} u^2\, e^{-u^2}\, du} = \frac{1}{h\sqrt{2}} \tag{5}$$

Константа h, тзв. „мера тачности" Гаусове расподеле, у обрнутој је размери са растурањем.

Ако се као параметар употреби σ, уместо h, Гаусов закон расподеле честине гласи

$$y = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}}\, e^{-(x^2\,:\,2\sigma^2)} \tag{6}$$

Нацртана крива честине помоћу једначине (6) потпуно је симетрична (слика 6), са највећом честином у средишту координатног почетка, пошто једнаке вредности постоје на обе стране, $(-d)$ и $(+d)$.

А п с о л у т н а г р е ш к а неког посматрања је равна разлици између вредности посматрања X_1 и стварне вредности X, дакле $X_1 - X$. Она је важна ако се величине сабирају или одузимају и у вези је са бројем децималних места.

Р е л а т и в н а г р е ш к а се добија ако се апсолутна грешка подели са стварном вредношћу, дакле $(X_1 - X) : X$. Она је важна ако се величина множи, дели, или се процентно упоређује.

Ако се обим колектива подели на више делова, могу се за сваки део прорачунати обележајни мерни бројеви, као например средње вредности, моменти, корелациони коефицијенти, итд. При томе се, уопште, добијају различите вредности, тако да мерни бројеви појединих делова обима имају своју „расподелу честине“, па и своје „растурање“. У томе смислу се може говорити о с р е д њ о ј г р е ш ц и неког статистичког мерног броја. Ако је $\bar{X}$ средња вредност броја посматрања n, и ако су $x_1, x_2, x_3, \ldots x_n$ отступања (d) појединих вредности X_1, X_2, X_3, . . . од $\bar{X}$ тада је средња грешка σ

$$\sigma = \sqrt{\frac{x_1^2 + x_2^2 + x_3^2 + \cdots + x_n^2}{n}} = \sqrt{\frac{\Sigma x_i^2}{n}} \qquad (7)$$

При нормалној расподели честине увек је готово исто онолико вредности изнад аритметичке средине, колико их је испод ње. Пошто су у једначини (7) унесена отступања (девијације), σ се у америчким и енглеским радовима назива „standard deviation“ (нормална девијација), али се понекад зове и н о р м а л н а г р е ш к а [13]. Тај метод даје најбољу и најтачнију меру растурања.

Средња грешка је повољнија мера за разна практична и теориска сазнања од средњег отступања или средње девијације. Она је важна величина с обзиром на значај аритметичке средине. Посматрање је један од неколиких низова упоредљивих вредности. Например, средњу температуру за сваки август можемо добити из 50-огодишњег периода посматрања; исто се тако може прорачунати средња грешка средње температуре августа помоћу аритметичке средине 50-огодишњег периода. Али, ако се овај период подели у краће периоде од по 10 година, тада аритметичка средина сваког 10-огодишњег периода, по правилу, неће бити иста са аритметичком средином од 50 година. Са друге стране, збир квадрата диференција између појединих вредности и 10-годишње аритметичке средине биће мањи од збира квадрата диференција између појединих вредности и 50-огодишње аритметичке средине. То значи да ће прорачуната вредност σ помоћу 10-огодишњег периода бити сувише мала. Ако се, дакле, располаже само са једним 10-огодишњим периодом, не може се знати колика је 50-отогодишња аритметичка средина, па се не може прорачунати ни стварна вредност за σ. Ипак се приближна вредност за σ може одредити, ако се од укупног броја посматрања n одузме 1. По томе је средња грешка код 10-огодишњег периода посматрања

$$\sigma = \sqrt{\frac{(x_i - \bar{x})^2}{(n-1)}} \qquad (8)$$

Ова вредност зове се и средња квадратна грешка или средње квадратно отступање. Ако x односно d нису праве грешке посматрања, тада се σ може означити као мера растурања.

14. **Вероватноћа.** — Ако се, у великом броју огледа N, нека појава деси n пута, а не настане $N-n$ пута, тада се разломак $n:N$ зове вероватноћа појаве P, дакле $P=n:N$. Вероватноћа је, по томе, сразмера између броја повољних случајева и укупног броја случајева неке појаве. Например, ако се метални новац баци увис, сразмера глава према броју огледа све више се ближи вредности 1/2, што је већи број огледа. Ако је новац бачен увис, рецимо, десет пута, не може се очекивати да ће пасти 5 глава и 5 писама. Ако је вероватноћа појаве 1:10, не би се ипак смело рећи да ће се она десити 10 пута у 100 огледа, нити да ће се десити 1000 пута код 10.000 огледа. Али се број 1000 може узети као сразмерно поузданији од броја 10 у првом случају, јер се показало да очекивани резултат постаје тим вероватнији, што се чешће врше огледи. Као што се види из овог излагања, о „вероватноћама" у математичко-статистичком смислу може се говорити само где има колектива.

Понекад се сложен случај може разложити у већи број једноставнијих случајева. При томе је важно знати како да се изведе вероватноћа сложнијег случаја према засебним вероватноћама једноставнијих случајева. Нека је сложен случај истодобна појава два случаја A и B, и нека је вероватноћа појаве A изражена са a, а вероватноћа појаве B изражена са b. Тада ће вероватноћа сложног случаја $A+B$ бити изражена производом ab, али само ако су појаве A B потпуно независне. Ако су ове појаве зависне, ово једноставно правило о множењу вероватноћа не важи. Па ипак, ако се претпостави да су све појаве независне, поменуто правило се може проширити на ма који број појава.

Оцртан поступак у прошлом ставу често се обрне у свакодневном животу. Јер, ако је број огледа N веома велики, а вероватноћа неке појаве ако је p, тада ће се она десити Np пута просечно; али, за сваки низ од N огледа, може да се стварни број дешавања разликује од Np у ужим или ширим границама.

Обичан начин изражавања вероватноће је да се покаже у виду „вероватноће за" одређену појаву или „вероватноће против" ње. Ако је, на пример, вероватноћа појаве мраза 3 : 10, она седам пута изостане у току од 10 дана.

Корисно је да се за величину (одн. густину) вероватноће, која се може очекивати, одреди нека мера. Често се, уместо средње грешке, употреби њена 0,6745-острука вредност, као мера колебања неког статистичког мерног броја; та мера означује његову вероватну грешку r. Ово име узето је из теорије грешака. Ако се претпостави да низови посматрања или отступања од њих следују Гаусовом закону о случајним грешкама, тада нека величина, обично изражена са r, има такву особину да је грешка посматрања, вероватно, исто толико унутар, колико је изван границе $\pm r$. Другим речима, има подједнаког изгледа да грешка посматрања неће премашити величину r.

Зато је вероватна грешка мера за густину нагомилавања броја посматрања око њихове аритметичке средине. Вероватна грешка се изражава једначином

$$r = 0{,}6745 \sqrt{\frac{\Sigma (xi - \bar{x})^2}{(n-1)}} = 0{,}6745\,\sigma \qquad (9)$$

Обично је довољно тачно да се $(n - 1)$ у именитељу замени са n. Ако су посматрања распоређена у сагласности са Гаусовим или нормалним законом о грешкама, вероватноћа настанка грешке од $2r$ биће 0,17/, грешке од $3r$ 0,043, грешке од $4r$ 0,007, а грешке од $6r$ биће тек 0,00005.

Вероватна грешка је корисна у климатолошким испитивањима, јер обухвата тачно 50% података посматрања између $-r$ и $+r$.

Али, тако дефинисана вероватна грешка има само код Гаусове симетричне расподеле особину да вероватноћа већег отступања од израчунатог мерног броја износи тачно 1/2. Тога ради су подаци средње грешке уопште много повољнији.

Све што је напред наведено о средњој грешци тиче се било дневних посматрања или средњих месечних вредности. Ако се, међутим, подаци посматрања групишу у узастопне парове, и ако се из ових изведу средње вредности, може се учинити нова расподела честине и прорачунати за сваки пар средња грешка, означена са σ_2 [12]. Ако би узастопна посматрања била независна, тј. ако не би постојала веза између средње температуре одређеног месеца у две узастопне године, биће $\sigma_2 = \frac{1}{\sqrt{2}}\,\sigma$. Слично се добије када се узму групе од n година посматрања, јер је тада $\sigma_2 = \frac{1}{\sqrt{n}}\,\sigma$. То омогућава да се тачност нормалне вредности неког климатолошког елемента утврди сасвим лако. Узеће се, као пример, ваздушна температура месеца августа у Загребу. Ту је, у периоду од 50 година (1862/1911), просечна температура 20,8°, а средња грешка $\sigma = 1{,}26°$. Може се сада претпоставити да је ово само један од великог броја могућих 50-огодишњих периода, који би могли дати потпуне низове 50-огодишњих просечних вредности. Тако би, у Загребу, други период био 1901/1950 са просечном температуром од 21,0° и средњом грешком од $\sigma = 1{,}30°$.

По овим примерима може се утврдити да је $\sigma_2 = 1{,}28 : \sqrt{50} = 0{,}181°$. Половина од средњих вредности краћих периода разликовала би се од 50-огодишње просечне температуре бар за две трећине, дакле за $0{,}67 \times 0{,}181 \approx 0{,}12°$, што је вероватна грешка. На основу тога постоји могућност да се појединачни 50-огодишњи периоди разликују од стварне просечне температуре августа за 0,12°, дакле у границама од $20{,}9 + 0{,}12 = 21{,}02°$ до $20{,}9 - 0{,}12 = 20{,}78°$.

15. **Девијација, отступање.** — Аритметичка средина је рачунска величина; њом је означена средња вредност свих вредности аргумента неког колектива или свих јединица неке статистичке масе. Једначина (2) показује на који се начин одређује ова вредност. Али је веома корисно да се сазнају, поред аритметичке средине, и величине промена

или варијација код неке променљиве. Те промене се одреде једноставно, ако се за узастопне вредности променљиве $x_1, x_2, x_3, \ldots x_i, \ldots x_n$ изведу отступања d од аритметичке средине $\overline{X}$, без обзира на знак, дакле

$$d_1 = (x_1 - \overline{X}),\ d_2 = (x_2 - \overline{X}),\ \ldots\ d_i = (x_i - \overline{X}),\ \ldots\ d_n = (x_n - \overline{X}) \quad (10)$$

Те вредности зову се отступања или девијације од средње вредности. Оне су важне за статистичке, као и за климатолошке низове посматрања одн. бројева. У специјалним климатолошким радовима зову се и аномалије (§ 100 и 101).

Из добијених отступања може се опет извести средња вредност, ако се сва она саберу, а збир се подели са бројем посматрања n. Средња вредност је, једноставно, просечна разлика између узастопних посматрања и њихове аритметичке средине, без обзира на знак. То је разлог, што се средња добијена вредност зове средње отступање или средња девијација (μ) у математичкој статистици, а средња променљивост (V_a) у климатологији. По томе је

$$\mu = (|d_1| + |d_2| + \ldots + |d_i| + \ldots + |d_n|) : n =$$

$$= \frac{\Sigma\,|d_i|}{n} = \frac{\Sigma\,(x_i - \overline{X})}{n} = V_a \quad (10a)$$

Овај метод је најједноставније одређивање променљивости, која се често употребљује у климатологији.

Потребно је овде споменути да се израз „просечно отступање" одн. „просечна грешка" обично употребљује код математичара, а у климатологији се означује као „средње отступање" или „средња девијација". Појам „средњег отступања" одн. „средње грешке" (§ 13) употребљен је код математичара за резултат који се добија помоћу квадрата грешака. Међутим се у енглеским и америчким делима mean deviation и average deviation примењују као појмови истог значења.

Збир отступања од аритметичке средине раван је нули, ако се издвоје знаци позитивних (μ_+) и негативних (μ_-) отступања, дакле $\mu_+ + \mu_- = 0$. Отступања се могу мерити било од аритметичке средине или од медијана. Обично се мере од аритметичке средине, али је средње отступање најмање, ако се пође од медијана.

Кепен истиче [14] да отступања појединих посматрања од аритметичке средине нису „грешке", већ разлика између стварних величина и ове апстрактне рачунске величине. Отступања се најчешће не групишу симетрично око аритметичке средине, што је обично код случајних грешака посматрања, него су распоређена врло неравномерно, нарочито ако су поједине вредности према једној страни ограничене нулом, например падавине.

Пример за прорачунавање девијација и средњег отступања, одн. средње променљивости, показује таблица 7. Ту су датуми, ради прорачунавања средњег отступања, преобраћени у редни број годишњих дана (ступци 3 и 7), полазећи од 1 јануара. Ова прерачунавања су знатно олакшана, јер се потребни бројеви налазе у прилогу, Таблица I. Средње вредности аритметичке средине одговарају тако 88 одн. 60

Таблица 7. — Датуми последњег мраза у Београду и Шкаљарима и отступања (d) од средњег датума ($\overline{m}$)

Година (1)	Београд датум (2)	год. дан (3)	d (4)	d^2 (5)	Шкаљари Датум (6)	год дан (7)	d (8)	d^2 (9)
1929	19 IV	109	21	441	9 III	68	8	64
30	1 IV	91	3	9	14 II	45	−15	225
31	10 IV	100	12	144	27 III	86	26	676
32	29 III	89	1	1	28 II	59	−1	1
33	10 IV	100	12	144	28 II	59	−1	1
34	6 III	65	−23	529	15 II	46	−14	196
35	3 V	123	35	1225	31 III	90	30	900
36	16 II	47	−41	1681	15 II	46	−14	196
37	4 III	63	−25	625	22 I	22	−38	1444
38	30 III	89	1	1	28 II	59	−1	1
39	24 III	83	−5	25	15 III	74	14	196
40	1 IV	92	4	16	10 III	69	9	81
			+89				+87	
			−94				−84	
Σ		1051	183	4841		723	171	3981
$\overline{m}$	29 III	88	15,2		1 III	60	14,2	
σ				20,08				18,21

годишњем дану, дакле 29 и 1 марту. Девијације од аритметичке средине изведене су у ступцима 4 и 8, сасвим доле су дати збирови за позитивно, негативно и укупно отступање, и то последње без обзира на знак. Збирови позитивних и негативних девијација требало би да су истоветни. Мале разлике у њима су последица заокружења аритметичке средине у целе бројеве. Стварне вредности за $\overline{m}$ су 87,58 одн. 60,25. То значи да свака од 12 девијација у Београду има грешку од 0,42 (= 88 − 87,58). Отуда постоји разлика од 12×0,42 = 5,0 између збира позитивних и негатичних девијација, у сагласности са резултатом у ступцу 3. Код Шкаљара је разлика 12×0,25 = 3,0, опет у подударности са бројевима у ступцу 7.

Укупни збир девијација подељен са бројем година (12) раван је средњој променљивости (средњој девијацији). Из примера се види да је променљивост код датума последњег мраза нешто већа у континенталном, него у приморском месту, што је сасвим природно. Међутим, главну супротност показује разлика у просечним датумима. Последњи мраз у Шкаљарима престаје, просечно, 28 дана раније пре последњег мраза у Београду.

Грубо мерење променљивости добија се разликом између апсолутних екстрема код девијације, тј. 76 дана (35 и −41) у Београду и 68 дана (30 и −38) у Шкаљарима. То мерење се зове зато „грубим", што зависи само од појединих, а не свих вредности. Например, ако би посматрања престала крајем 1936 године, диференције би постале знатно мање, 58 одн. 45 дана. Средња променљивост, међутим, узима у обзир сваку вредност неког низа посматрања, и то је обични метод за обележавање растурања код одређеног елемента.

Други је метод да се прорачуна средња грешка, одн. нормална девијација, σ; овај се ређе употребљује у климатолошким испитивањима, јер је прорачунавање сложеније. Пример у таблици 7 даје следеће вредности о величини средње грешке:

Београд $\Sigma d^2 = 4841$ Шкаљари $\Sigma d^2 = 3981$,

по томе је

$$\sigma = \sqrt{\frac{4841}{12}} = 20,1 \qquad \sigma = \sqrt{\frac{3981}{12}} = 18,2.$$

Средња грешка, одн. растурање датума последњег мраза има отприлике за 9,5% мању вредност у приморском, него у континенталном месту.

За други пример су узете девијације релативне влажности у Хвару, у месецу марту (таблица 8).

Таблица 8. — Релативна влажност (U) месеца марта у Хвару и девијације (d) у периоду 1858—1917 (60 година)

год. (1)	U (2)	d (3)	d^2 (4)	год. (1)	U (2)	d (3)	d^2 (4)	год. (1)	U (2)	d (3)	d^2 (4)
1858	61	−4,6	21,2	1878	53	−12,6	158,8	1898	72	6,4	42,2
59	66	0,4	0,2	79	58	−7,6	57,8	99	65	−0,6	0,4
1860	68	2,4	5,8	1880	54	−11,6	134,6	1900	70	4,4	19,4
61	64	−1,6	2,6	81	66	0,4	0,2	01	69	3,4	11,6
62	66	0,4	0,2	82	61	−4,6	21,2	02	65	−0,6	0,4
63	65	−0,6	0,4	83	65	−0,6	0,4	03	67	1,4	2,0
64	74	8,4	70,6	84	70	4,4	19,4	04	72	6,4	41,0
65	69	3,4	11,6	85	68	2,4	5,8	05	69	3,4	11,6
66	71	5,4	29,2	86	55	−10,6	112,4	06	66	0,4	0,2
67	75	9,4	88,4	87	64	−1,6	2,6	07	47	−18,6	346,0
68	54	−11,6	134,6	88	68	2,4	5,8	08	65	−0,6	0,4
69	67	1,4	2,0	89	63	−2,6	6,8	09	72	6,4	41,0
1870	68	2,4	5,8	1890	67	1,4	2,0	1910	60	−5,6	31,4
71	69	3,4	11,6	91	63	−2,6	6,8	11	60	−5,6	31,4
72	66	0,4	0,2	92	62	−3,6	13,0	12	76	10,4	108,2
73	70	4,4	19,4	93	50	−15,6	243,4	13	65	−0,6	0,4
74	56	−9,6	92,2	94	64	−1,6	2,6	14	70	4,4	19,4
75	62	−3,6	13,0	95	67	1,4	2,0	15	72	6,4	41,0
76	70	4,4	19,4	96	71	5,4	29,2	16	77	11,4	130,0
77	65	−0,6	0,4	97	73	7,4	54,8	17	68	2,4	5,8
								Σ	3935	278,2	2291,0
								$\overline{m}$	65,6	4,64	
								σ			6,18

Просечна вредност релативне влажности је у овом примеру 65,58%, али је заокружена на 65,6%. Девијације и квадрати девијација су прорачунати по последњој вредности. Али је, из овог разлога, збир позитивних девијација + 138,6, негативних − 139,6, дакле је збир негативних девијација приближно за 1% већи од збира позитивних девијација. То значи да код сваке од 60 девијација постоји грешка од 0,017%

(= 65,6 – 65,583), а код свих 60 вредности се повећа на 1,02‰ (= 0,017 × 60 ; ова вредност одговара разлици између негативних и позитивних девијација.

Средња девијација релативне влажности марта у Хвару је прилично незнатна, ± 4,64%. Знатно је већа променљивост релативне влажности према апсолутним екстремима, 30% (11,4 и – 18,6) али је — логично — треба смањити на половину, тј. на 15%. Нормална девијација, одн. средња грешка, нешто је већа од средње девијације, јер је $d^2 = 2291$, а по томе је $\sigma = \sqrt{2291 : 60} = 6{,}18\%$.

Ова два примера показују да се метод девијација може применити код свих климатолошких елемената.

16. **Варијанса; коефицијенат варијације.** — При математичко-статистичком истраживању расподеле честине код неких колектива траже се и подаци о мери растурања. Прва од њих је раније споменута средња девијација, односно средња променљивост. О овој је опширније расправљано у прошлом параграфу.

Погодан мерни број за растурање, одн. дисперзију је средња грешка σ. Њен други степен раван је збиру квадрата отступања свих посматраних аргумената X од њихове аритметичке средине $\overline{X}$ (равно величини A), подељеном са бројем посматрања n, дакле

$$\sigma^2 = \frac{\Sigma (X_i - \overline{X})^2}{n} = \frac{\Sigma d_i^2}{n} . \qquad (11)$$

Овај квадрат отступања означује тзв. растурање расподеле честине и зове се варијанса. Другим речима, то је ширина растурања, тј. дисперзија, која показује у коликим су границама подаци посматрања растурени од њихове средње вредности. Ознаке варијансе доста јаче реагују на незнатне промене у расподели варијација, што показује таблица 7 за Београд. Ту је средња грешка, по једначини (11), $\sigma^2 = 4841 : 12 = 403.4$. Ова вредност је, дакле, 26,5 пута већа од средње девијације, чија је вредност 15,2.

Сасвим су другачији услови ширине растурања код релативне влажности месеца марта у Хвару, по подацима у таблици 8. За овај елеменат је $\sigma^2 = 2289 : 60 = 38{,}15\%$, дакле, 8,2 већа вредност од средње девијације.

Ова расподела појединих вредности посматрања око аритметичке средине била би, сигурно, од великог интереса, ако би за то имали на расположењу обилате податке из свих крајева света, који би омогућили непосредна упоређивања. У климатологији се, међутим, обично задовољава грубом, али иначе згодном мером за ово одређивање. То је највиша и најнижа вредност неког елемента у целом периоду посматрања (апсолутни екстреми) или просечне највише и најниже вредности у истом периоду (средњи екстреми).

Екстремне вредности аргумената у неком колективу дају драгоцене, практично употребљиве и разумљиве податке за ширину растурања (нем. Streuung), али достижу осредњу тачност тек при веома дугим периодима посматрања. Сем тога, обавештавају нас само о крајњим вредностима, а не о општој тежњи отступања од аритметичке

средине. То се, истина, постиже прорачунавањем средње грешке одн. нормалне девијације, по једначини (7), али се за климатологију, обично, не исплати дуготрајно прорачунавање и степеновање свих отступања. О овоме су дати примери у § 15.

Кепен је нашао много једноставнији начин [14, стр. 116], који нас обавештава и о симетрији растурања, што се теже одређује методом најмањих квадрата. Ако је n = укупни број посматрања, A = аритметичка средина, n_- = број посматрања испод A, S_- = збир посматрања испод A, тада је средње апсолутно отступање

$$D = 2\frac{An_- - S_-}{n} \tag{12}$$

На исти се начин одређују D_+ и D_-.

За ово ће се дати два примера. По подацима у таблици 7, о датуму последњег мраза у Београду, потребне ознаке за једначину (12) су ове: $n = 12$, $A = 88$, $n_- = 4$, $S_- = 258$. По томе је

$$D = 2\frac{(88 \times 4) - 258}{12} = 15{,}67$$

Ова вредност је тек за 0,47 већа од средње девијације у таблици 7, односно за 3,1%. За релативну влажност у Хвару су, по вредностима у таблици 8, поједине ознаке: $n = 60$, $A = 65{,}5$, $n_- = 26$, $S_- = 1566$. Дакле је

$$D = 2\frac{(65{,}5 \times 26) - 1566}{60} = 4{,}57$$

Последња вредност је, у овом примеру, за 0.08 мања од средње девијације у таблици 8 (= 4.65).

Друга мера за растурање је коефицијенат варијације V_C тј. средња грешка σ изражена као проценат аритметичке средине A

$$V_C = 100\frac{\sigma}{A} = 100\left[\left(\sqrt{\frac{\Sigma d^2}{n}}\right) : A\right]. \tag{13}$$

Коефицијенат варијације показује, дакле, за колико процената отступа средња девијација од положаја аритметичке средине.

По једначини (13) излази да је коефицијентом варијације омогућено тачно упоређивање величине растурања у разним местима, јер је сведен на једнаку аритметичку средину. Стога би требало да се чешће употребљује у климатолошкој статистици. Бројне вредности за одређење коефицијента варијације узете су за Београд из таблице 7, о датуму последњег мраза, и за Хвар из таблице 8, о релативној влажности у месецу марту. За Београд је $A = 88$, $\sigma = 20{,}08$, те је $V_C = 100\left(\frac{20{,}08}{88}\right) = 22{,}8\%$, док је за Хвар $A = 65{,}6$, $\sigma = 6{,}18$, а по томе је

$$V_C = 100\left(\frac{6{,}18}{65{,}6}\right) = 9{,}4\%.$$

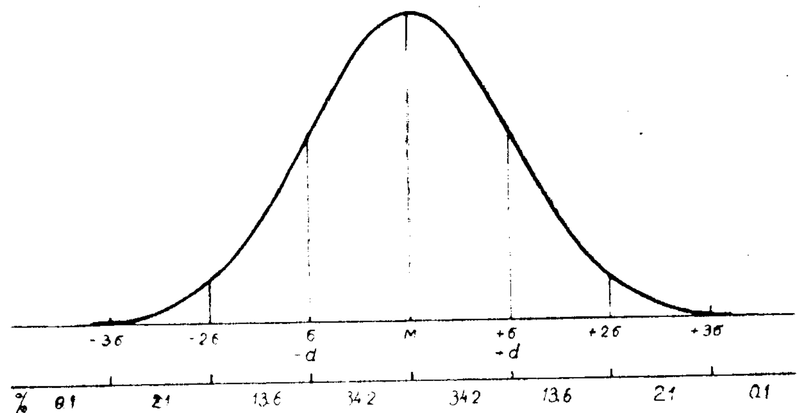
Бауер, Веренберг и Завадил [15] обратили су нарочиту пажњу овом питању и конструисали су карте о дисперзији ваздушног притиска над Европом у месецу јануару и јулу. Подробнији подаци о томе изнесени су у § 96. Бергстен је нацртао карту коефицијената варијације годишњих падавина у Јужној Шведској, на основу података од 70 станица за период 1881 – 1840 [15a].

17. **Нормална или Гаусова расподела честине.** — Из расподеле честине на сликама 1 и 4 непосредно следује да су екстремније вредности много ређе од оних које су близу класе модуса или су унутар ове. То искуство вреди, у неким случајевима, и за девијације, ако се закључци примене логично. Одиста, величине девијација су тим чешће, што су мање, као што се види из таблице 8.

Нормална одн. Гаусова расподела честине показује идеални случај, под претпоставком да су девијације независне једне од других. Крива, која испуњава услове закона Гаусове расподеле у једначини (6), има облик звона, што показује слика 6. Таква крива расподеле честине потпуно је симетрична, са највећом честином у средишту, а лево и десно одатле, на оси ординате, има једнаке вредности $(-d)$ и $(+d)$. Највећа честина настаје при $d = 0$, ако је

$$\left[e^{-(x^2 : 2\sigma^2)}\right]_{d=0} = 1 .$$

Стога је аритметичка средина најчешћа вредност, и поклапа се са вредностима модуса и медијана. Сама честина на неком остојању од медијана није толико важна у практичној примени нормалне расподеле честине, колико укупна честина (или вероватноћа) унутар те тачке, на пример унутар отстојања σ на слици 6. Та честина или вероватноћа претстављена је површином између ординате на одабраној тачци једног дела криве и апцисе, тј. X-осе. Ако су посматрања у сагласности са нормалном расподелом честине, тада је вероватноћа P да девијација прекорачује средњу грешку за 1, 2 или 3 пута све мања: 0,317, 0,045, 0,003. То се јасно истиче и на слици 6, јер се – са повећавањем средње грешке, одн. нормалне девијације — вероватноћа релативног броја посматрања нагло смањује. Ако је, у нормалној расподели, M медијан = аритметичка средина, σ средња грешка, тада лежи 68,3% од свих посматрања унутар ширине $M \pm \sigma$; између исте ширине од $\pm \sigma$ до $\pm 2\sigma$ налази се 27,2% од свих посматрања, по 13,6% на свакој страни; између исте ширине од $\pm 2\sigma$



Слика 6. — Нормална расподела честине, која показује површине (у процентима) остојања од једне, две и три средње грешке лево и десно од медијана M.

до $\pm 3\sigma$ налази се укупно 4,2% од свих посматрања, тј. 2,1% на свакој страни, а изван ширине од $\pm 3\sigma$ тек 0,2% од свих посматрања, односно 0,1% на свакој страни. То значи да површина између ордината $\pm \sigma$, $\pm 2\sigma$, итд. обухвата:

између	$-\sigma$ и $+\sigma$	68,3%
„	-2σ и $+2\sigma$	95,4%
„	-3σ и $+3\sigma$	9,7%
„	-4σ и $+4\sigma$	100,0%.

Вероватна грешка r такође је корисна за климатолошка испитивања, јер тачно обухвата 50% од посматрања и то између $-r$ и $+r$. Отстојање од средишта до ординате која ограничава ту површину зове се интер-квартилно отстојање, израз који је објашњен при крају § 12. Проценти обухваћених површина између r, $2r$, итд. јесу ови:

између	$-r$ и $+r$	50,0%
„	$-2r$ и $+2r$	82,3%
„	$-3r$ и $+3r$	95,7%
„	$-4r$ и $+4r$	99,3%.

При климатолошким испитивањима се утврдило да готово нема ниједног места где би се крива честине неког климатолошког елемента, по своме облику, подударала са Гаусовом нормалном кривом у виду звона. Ако се, и поред тога, претпостави да отступања климатолошких елемената од њихове аритметичке средине следују Гаусовој расподели честине, чини се свесна грешка, јер се — при томе — задовољавамо мање или више грубом приближношћу.

18. **Везе између μ, σ и r. Теорема Корниа.** — Раније је показана само веза између средње (σ) и вероватне грешке (r), која је изражена једначином (9). Поред тога су средња грешка (σ) и средња девијација (μ) повезане једноставном једначином

$$\mu = \sqrt{\frac{2}{\pi}}\,\sigma = 0{,}7979\,\sigma \quad \text{или} \quad \sigma = \sqrt{\frac{\pi}{2}}\,\mu = 1{,}2533\,\mu. \tag{14}$$

Као грубе приближности могу се употребити упрошћене једначине

$$\mu = \frac{4}{5}\sigma = 0{,}8\,\sigma \quad \text{и} \quad \sigma = \frac{5}{4}\mu = 1{,}25\,\mu \tag{14a}$$

Али, ове везе вреде потпуно при нормалној расподели, а приближно вреде и у случају, ако отступања од нормалне расподеле нису сувише велика. Ако у неком колективу има више од 25 чланова, односно посматрања или података, тада се σ може прорачунати једначином (14), али под претпоставком да се променљива може претставити мање више нормалном расподелом честине. Пример за то је узет из таблице **7** (стубац 3), по подацима Хвара. Средња девијација је $\mu = \pm 4{,}65$, а по томе је $\sigma = 1{,}2533 \times 4{,}65 = \pm 5{,}83$, уместо 6,17, колико је σ у таблици 8. То неслагање од 0,34 одговара грешци од 5,5% (= 3400 : 617)

према нормалној вредности 6,17. Ипак је ово прилично подударање случајно, услед сразмерно малог броја посматрања.

Једначина

$$\sigma = \sqrt{\frac{\pi}{2}}\,\mu \quad \text{односно} \quad \sigma^2 = \frac{\pi}{2}\mu^2$$

може се изразити и другачије

$$\frac{2\sigma^2}{\mu^2} = \pi = 3{,}14159. \tag{15}$$

Тај израз зове се теорема Корниа [16], која гласи овако: Ако отступања неког низа бројева одговарају закону честине случајних грешака, тада је двоструки квоцијент између другог степена средње грешке и другог степена средње девијације раван Лудолфовом броју. Овај израз се употребљује за решење проблема да ли се може претпоставити или не да се климатолошки елементи повинују Гаусовом закону, и који се наводи као пример прилагођавања климатолошких кривих честине на нормалну расподелу. Неколико следећих примера [17] показују примену теорема Корниа на климатолошке податке. Девијације од

130 годишњих просечних температура у Паризу дају за $2\sigma^2/\mu^2$ =	3,16,
125 средњих летњих температура у Бечу	3,25,
125 средњих зимских температура у Бечу	3,11,
110 средњих годишњих температура у Милану	3,11,
130 средњих јануарских ваздушних притисака у Паризу	3,13.

Просечна разлика између добијених резултата и π није већа од 1,2%.

Потребно је рећи да је испуњавање теорема Корниа нуждан, али не и довољан услов нормалне расподеле. Јер, ако Корниева теорема не задовољава, не може се очекивати нормална расподела; критеријум може, ипак, бити испуњен, и ако се девијације повинују неком другом закону расподеле честине. Тога ради, извођења по једначини (15) нису принудна, али су ипак значајна.

Поменута претпоставка приближности нашла је многоструке примене у климатологији, од којих ће се навести само једна. Треба одредити вероватну грешку неке средње вредности из одређеног броја појединих података. При томе се треба употребити једначина (9), ако постоји нормална расподела. Али је коришћење ове једначине врло заметно, особито при великом броју n. Фехнер је извео ту једначину нешто другачије [17a]

$$r = \frac{1{,}1955}{\sqrt{2n-1}}\,V_a \ (\text{в. } \S\, 80), \tag{16}$$

у којој је V_a раније споменута средња променљивост (§ 15). Величина V_a може се лако прорачунати и добијена вредност уписати у таблицу.

Например, средња променљивост последњег мраза у Београду је, по таблици 7, $V_a = \pm 15{,}2$, те је — по томе — вероватна грешка 12-огодишњег периода последњег мраза у Београду

$$r = \pm \frac{1{,}1955}{\sqrt{23}} \times 15{,}2 = \pm 3{,}8 \text{ дана.}$$

Помоћу једначине (16) може се приближно проценити вероватна грешка неког дужег периода посматрања. Ако је у краћем низу n година и у дужем низу N година посматрања, биће

$$r = \frac{1{,}1955}{\sqrt{2n-1}} V_a \quad \text{и} \quad R = \frac{1{,}1955}{\sqrt{2N-1}} V_a$$

или $\frac{R}{r} = \sqrt{\frac{n}{N}}$, ако су n и N донекле велики бројеви. Ако је, рецимо, $N = 4n$, произашла би за половину мања вероватна грешка. Другим речима, средња вредност од 48 година имала би тек половину вероватне грешке од средње вредности 12-огодишњег периода посматрања.

Примену Фехнеровог метода био је предложио Хан и важнији приговор против тога није био учињен. Увек се претпостављало да је средња променљивост постојана за одређено место. Конрад је [18, стр. 36], ради проверавања ове претпоставке, прорачунао величину V_a за ваздушну температуру јануара у Бечу, у разним периодима од 1851 до 1900 године. Ево неколико његових резултата:

1851 – 1860	1,41°	1871 – 1890	1,70°	1851 – 1890	1,72°
1861 – 1870	2,02	1881 – 1900	2,31	1851 – 1900	2,31
1891 – 1900	2,75	1851 – 1880	1,65		

Ту, у периодима од 10 до 50 година, постоји разлика у средњој променљивости јануарске температуре од $\pm 1{,}41^0$ до $\pm 2{,}75^0$, тако да се не може ни помислити на постојаност величине V_a. Проматрања о било којој климатској карактеристици неког места придружују се средњој променљивости или, још више и јаче, средњој грешци (σ), одн. нормалној девијацији. Све остало је несигурно.

19. **Практична примена девијације, средње и вероватне грешке у климатологији.** — Климатолози су често принуђени да најразноврсније временске појаве и климатолошке вредности окарактеришу речима. Код разних пољопривредних и хидрографских извештаја, седмичних извештаја о времену, итд. није никако довољно само саопштење бројних података у таблицама. Обични људи, за чију се потребу дају извештаји, желе тачно објашњење бројева. Њима није помогнуто ако се наведе да је, например, ове године у месецу мају пало 88 мм кише, јер се та висина, у истој години, мења од места до места, и може се знатно разликовати од прошлогодишње или од нормалне висине кише у истом месецу и у истом месту. То је разлог што обични пословни људи захтевају да речима добију одређено обележје за измерену висину кише. И одиста, у извештајима се наводи, рецимо, „знатно мања од нормалне“, или „за половину мања од нормалне“,

или „скоро нормална”, али све то је мишљење метеоролога, који подноси тај извештај. При томе нема никакве количинске границе. Често се постављају и нека друга питања, која су важна за многе практичне потребе: да ли је ветар са брзином од 130 км на час нормална, или ретка, или изванредно ретка појава у некој климатској области, да ли такве особине има температура од 40^0 или пљусак са висином од 10 мм у току једног часа, итд. На таква питања обично одговарају климатолози.

Чепмен је у своме важном делу [19] дао једноставан начин да се за неко место са дугогодишњим посматрањима поставе оштре бројне границе, ради тачнијег обележја појединих климатских елемената без великог рачунања. Он наводи како је Анго [20] показао да промене у средњим температурама неких места у Француској прилично следују Гаусовом закону, а исто је утврдио и Рид [21] за промене у датумима последњих пролетњих и првих јесењих мразова у Сједињеним Америчким Државама. На основу тога сматра за оправдано да се нормална крива грешака усвоји као основа за жељену класификацију. Најзгоднија класификација је, за општу употребу, ако се број посматрања унутар ширине или границе $m \pm \sigma$ назове нормалан. За целу класификацију, узимајући у обзир и вероватну грешку r, могу се употребити следећи називи:

испод	-3σ $(-3r)$		= изванредно субнормално	ИС
између	-3σ $(-3r)$ и	-2σ $(-2r)$	= веома субнормално	ВС
„	-2σ $(-2r)$ и	$-\sigma$ $(-r)$	= субнормално	С
„	$-\sigma$ $(-r)$ и	$+\sigma$ $(+r)$	= нормално	Н
„	$+\sigma$ $(+r)$ и	$+2\sigma$ $(+2r)$	= хипернормално	Х
„	$+2\sigma$ $(+2r)$ и	$+3\sigma$ $(+3r)$	= веома хипернормално	ВХ
изнад	$+3\sigma$ $(+3r)$		= изванредно хипернормално	ИХ

Тако се од нагађања и неодређености прелази квантитативном одређењу појединих климатолошких појава. Преимућство вероватне грешке при овој класификацији је у томе, што су интервали за трећину мањи од оних код средње грешке. То је веома повољно за климатолошке сврхе, јер су границе ретких случајева у овом случају боље прилагођене општем осећању човека.

Поједини ступњеви класификације могу се применити на разне начине код разних климатолошких појава. Например, код датума првог јесењег или последњег пролетњег мраза треба рећи: изванредно рано, или нормално, или врло позно, итд.

За пример су употребљени средњи месечни минимуми ваздушне температуре месеца новембра, на основу 60-огодишњих посматрања (1881—1940) у Загребу. Просечна вредност месечног минимума температуре је $3{,}5^0$, па су по њој изведене девијације у таблици 9. Пошто је $\sigma = \sqrt{\Sigma d^2 : n} = \sqrt{281{,}41 : 60} = 2{,}168$, биће вероватна грешка (§ 14) $r = 2{,}168 \times 0{,}6745 = 1{,}4623 \approx 1{,}46$.

По овим подацима се добија класификација, коју показује таблица 10. Границе класа (интервал $1{,}46^0$) изведене су из посматрања у

Таблица 9. — Девијације средњих месечних минимума новембарске температуре у Загребу и квадрати девијација

год.	d	d^2	год.	d	d^2	год.	d	d^2	год.	d	d^2
1881	—2,3	5,29	1896	—0,8	0,64	1911	3,1	9,61	1926	6,5	42,25
82	0,5	0,25	97	—2,7	7,29	12	—2,8	7,84	27	1,4	1,96
83	—0,8	0,64	98	3,7	13,69	13	1,8	3,24	28	2,3	5,29
84	—3,5	12,25	99	0,0	0,00	14	—0,9	0,81	29	2,6	6,76
1885	2,0	4,00	1900	2,9	8,41	1915	—1,7	2,89	1930	2,9	8,41
86	0,6	0,36	01	—2,6	6,76	16	2,4	5,76	31	0,1	0,01
87	0,9	0,81	02	—2,7	7,29	17	—0,4	0,16	32	0,9	0,81
88	—4,1	16,81	03	1,2	1,44	18	—0,6	0,36	33	0,3	0,09
89	—1,2	1,44	04	—2,0	4,00	19	—0,6	0,36	34	0,8	0,64
1890	—0,8	0,64	1905	1,1	1,21	1920	—3,5	12,25	1935	0,6	0,36
91	—0,5	0,25	06	2,2	4,84	21	—2,1	4,41	36	0,1	0,01
92	—1,9	3,61	07	0,1	0,01	22	—2,3	5,29	37	0,0	0,00
93	—1,3	1,69	08	—5,8	33,64	23	2,1	4,41	38	2,0	4,00
94	0,1	0,01	09	—1,5	2,25	24	—0,7	0,49	39	1,6	2,56
1895	0,8	0,64	1910	—0,5	0,25	1925	0,6	0,36	1940	3,1	9,61
										Σ =	281,41

току 60 година. Оне би се, донекле, промениле, ако би се употребио неки други период посматрања, било од 60 година, али узимајући године 1871—1930 или 1891—1950, било дужи или краћи период времена.

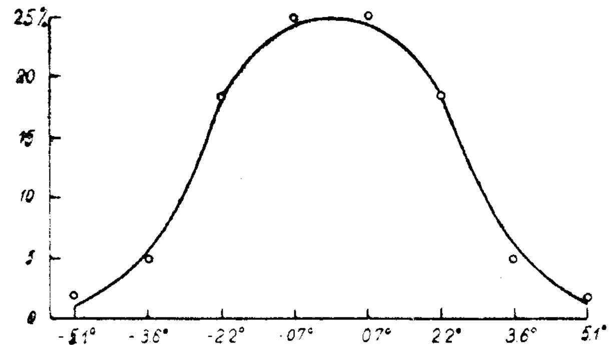
По подацима у таблици 10 може се закључити да се већа девијација средњег месечног минимума температуре од —4.4⁰ може сматрати као изванредно субнормална вредност са вероватноћом да ће настати једанпут у 60 година, што се види из ступца 3. Веома је чудновато да

Таблица 10. — Класификација средњих месечних минимума новембарске температуре у Загребу, на подлози вероватне грешке

1 карактеристика	2 класификација	3 опажен број	4 честина у процентима опажена	5 честина у процентима уравната	6 разлика опаж.-уравн.
ИС	мање од —4,38⁰	1	1,7	1,1	0,6
ВС	—4,38⁰ до —2,92⁰	3	5,0	5,9	—0,9
С	—2,92⁰ до —1,46⁰	11	18,3	18,7	—0,4
Н	—1,46⁰ до +1,46⁰	30	50,0	48,6	1,4
Х	1,46⁰ до 2,92⁰	11	18,3	18,7	—0,4
ВХ	2,92⁰ до 4,38⁰	3	5,0	5,9	—0,9
ИХ	више од 4,38⁰	1	1,7	1,1	0,6

се расподела честине у овом примеру, случајно потпуно прилагођава нормалној Гаусовој расподели, јер одговарајуће класе лево и десно од класе са нормалним вредностима (Н) имају једнак број посматрања, односно

исту релативну честину. То значи да је крива честине сасвим симетрична, као што су утврдили Анго за нека места у Француској и Рид за Сједињене Америчке Државе. То показује и слика 7. Релативна прорачуната честина средњег месечног минимума новембарске температуре приказана је пуном линијом, а посматране релативне вредности означене су кружићима. Поред тога је класа са нормалним вредностима подељена у две класе интервала, јер су — на тај начин — ширине класа исте на целој кривој расподеле честине. Бројеви на апсциси означују температуру у средишту сваке класе (§ 7).



Слика 7. — Расподела честине девијација, у $^0/_0$, од средњег месечног минимума температуре у новембру, Загреб 1881—1940

Подаци из таблице 8 послужили су да се изведе и класификација девијација релативне влажности у Хвару за месец март. Према нормалној девијацији од 6,18%, одговарајућа вероватна грешка је 4,16%. Ова вредност и њени мултиплуми дају границе појединих класа у таблици 11.

Таблица 11. — Класификација девијација релативне влажности у Хвару за месец март, на подлози вероватне грешке

1 Карактеристика	2 Класификација	3 Опажен број	4 Честина у процентима опажена	5 уравната	6 Разлика опаж.-урав.
ИС	мање од −12,48	3	5,0	3,9	1,1
ВС	−12,48 до −8,32	4	6,7	6,9	−0,2
С	−8,32 до −4,16	5	8,3	11,2	−2,9
Н	−4,16 до 4,16	32	53,3	51,3	2,0
П	4,16 до 8,32	12	20,0	20,0	0,0
ВХ	8,32 до 12,48	4	6,7	6,7	0,0
ИХ	више од 12,48	0	0,0	0,0	0,0

У овом примеру је расподела честине много неправилнија, нарочито код субнормалних вредности, што би се јасније видело у графичком приказу.

За даљи веома карактеристичан пример узете су јулске висине кише у Хвару у периоду од 55 година. Месечне висине кише и одговарајуће девијације изнесене су у таблици 12.

Ако се таблица 12 пажљивије прегледа, видеће се да је у 16 година пало мање од 10 мм кише, а у шест година кише у јулу није ни било. Поред тога, у 31 години имао је јул мање од 20 мм кише.

Таблица 12. — Хвар: висине кише у месецу јулу и девијације од њих, у мм; период 1864—1918 (55 година)

Год.	Вис.	d	d^2	Год.	Вис.	d	d^2	Год.	Вис.	d	d^2
1864	14,4	−8,1	65,6	1884	6,6	−15,9	252,8	1904	2,8	−19,7	388,1
65	9,2	−13,3	176,9	85	12,2	−10,3	106,1	05	12,9	−9,6	92,2
66	17,1	−5,4	29,2	86	0,2	−22,3	497,3	06	24,5	2,0	4,0
67	31,6	9,1	82,8	87	26,5	4,0	16,0	07	13,6	−8,9	79,2
68	80,4	57,9	3352,4	88	20,7	−1,8	3,2	08	16,4	−6,1	37,2
69	24,1	1,6	2,6	89	26,9	4,4	19,4	09	5,7	−16,8	282,2
1870	20,7	−1,8	3,2	1890	28,5	6,0	36,0	1910	42,2	19,7	388,1
71	0,0	−22,5	506,2	91	8,8	−13,7	187,7	11	13,1	−9,4	88,4
72	13,5	−9,0	81,0	92	44,7	22,2	492,8	12	57,9	35,4	1253,2
73	6,1	−16,4	268,9	93	74,5	52,0	2704,0	13	62,4	39,9	1592,0
74	18,8	−3,7	13,7	94	0,0	−22,5	506,2	14	37,9	15,4	237,2
1875	10,0	−12,5	156,2	1895	26,4	3,9	15,2	1915	41,4	18,9	357,2
76	29,1	6,6	43,6	96	9,8	−12,7	161,3	16	22,3	−0,2	0,0
77	12,1	−10,4	108,2	97	30,3	7,8	60,8	17	15,0	−7,5	56,2
78	33,9	11,4	130,0	98	98,2	75,7	5730,5	18	14,6	−7,9	62,4
79	6,8	−15,7	246,5	99	11,2	−11,3	127,7				
1880	0,0	−22,5	506,3	1900	49,2	26,7	721,9	Σ =	1237,0	858,5	24210,5
81	0,0	−22,5	506,2	01	14,1	−8,4	70,6	$\overline{m}$ =	22,5		
82	30,9	8,4	70,6	02	1,6	−20,9	436,8	σ =			20,98
83	0,0	−22,5	506,2	03	5,2	−17,3	299,3				

То је главни узрок што је расподела честине у овој класификацији сасвим другачија, него у два ранија примера, јер је заступљено само пет класа, као што показује таблица 13.

Таблица 13. — Класификација девијација јулских киша у Хвару, према вероватној грешци

1 карактеристика	2 класификација	3 опажен број	4 честина у процентима	5	6 разлика опаж. —уравн.
			опажена	уравната	
С	—28,4 до —14,2	13	23,6	20,0	3,6
Н	—14,2 до 14,2	32	58,2	62,0	—3,8
П	14,2 до 28,4	5	9,1	11,2	—2,1
ВХ	28,4 до 42,6	2	3,7	4,2	—0,5
ИХ	преко 42,6	3	5,4	2,6	2,8

Карактеристике у таблици 13 показују да код јулских киша у Хвару нема изванредно и веома субнормалних вредности, јер је код падавина доња граница означена вредношћу нула, а горња граница је неодређена. Одиста, у Хвару је јули у неколико година био без кише, док су три године окарактерисане са изванредно хипер нормалним висинама кише, просечно за 62 мм већом од нормалне.

III. ВИШЕ КАРАКТЕРИСТИКЕ КЛИМАТОЛОШКИХ ЕЛЕМЕНАТА

20. **Криве честине без нормалне расподеле.** — Више карактеристике се употребљују за анализу оних кривих честине које нису

истоветне са нормалном расподелом. Разноврсност кривих честине је бескрајна, али се ипак могу код њих разликовати четири основна облика.

Први од основних облика био је раније анализиран у § 17. То је тип симетричне криве, који је сразмерно редак, али ипак важан за многа теориска испитивања.

Други је облик крива умерене несиметрије, који је најобичнији. Њена два краја тангирају осу апсцисе, што значи да се ближе вредностима од $-\infty$ до $+\infty$. То је мање–више испуњено код ваздушне температуре, ваздушног притиска и неких изведених климатолошких елемената. Знатно је ређа крива умерене несиметрије, која сече осу апсцисе под одређеним већим углом.

Трећи облик су криве велике несиметрије или у виду хиперболе. Крива у виду хиперболе може се сматрати као крајња граница веома несиметричне криве, ако јој се један крај пружа према оси ординате, а други према оси апсцисе. То је веома карактеристичан, али доста редак тип.

Исто се тако ретко јавља четврти облик криве у мање или више правилном облику латинског слова *U*.

Ако је крива честине у виду звона, било симетрична или несиметрична, даће аритметичка средина и растурање добар опис посматрања, али ако је у виду хиперболе или слова *U*, та два параметра нису довољна да опишу стварно стање неке појаве.

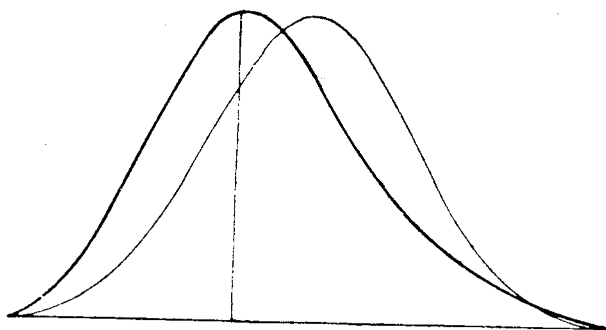
Четири основна облика кривих честине понекад су унакажена, услед врло неправилне расподеле честине у појединим, већином крајњим класама интервала.

Није редак случај у статистици да се наиђе на сложене криве честине, услед налегања два или три од четири основна облика. Оне настају најчешће услед налегања две криве у виду звона. Стога се код њих може развити једно теме или два темена, према интензитету и међусобном положају те две криве честине. Оне се зову и комплексне криве.

Већина поменутих облика приказаће се доцније у примерима.

21. **Несиметрија.** — Несиметрија код кривих честине је важна за многе климатолошке сврхе [22]. Израз за то је код Енглеза и Американаца skewness (накривљеност), код Немаца Schiefe, код Француза dissymétrie. Такав облик криве приказан је на слици 5. У њој се медијан, модус и аритметичка средина не подударају, у супротности са нормалном кривом честине. Аритметичка средина је знатно упливисана екстремним вредностима неке променљиве, например температуре, броја кишних дана, итд.; модус, напротив, није уопште под утицајем екстрема. Што је веће отстојање између ове две климатолошке карактеристике, тим је већа несиметрија (D_3). Слика 5 показује уједно да је аритметичка средина (A) скренута према оној страни криве, на којој је већа екстремна вредност. Тога ради се крива честине, са аритметичком средином на десној страни од модуса, зове позитивно или десно несиметрична; у супротном случају она је негативно или лево несиметрична. Први облик криве честине има слика 8. Крива несиметричне расподеле честине извучена је дебе-

лом линијом (управна линија је положај модуса), а танком линијом претстављена је нормална, одн. симетрична расподела честине. Тако је разлика између њих јасно истакнута.



Сл. 8. — Десно (позитивно) накривљена честина расподеле (дебела линија); танком линијом претстављена је нормална расподела честине

Да би се могао дати математички израз накривљености треба, пре свега, споменути да изведена расподела честине није потпуно обележена средњим вредностима и мерама растурања. Једино подаци довољног броја „момената" дозвољавају да се свака аритметичка расподела, па и свака расподела честине, може потпуно утврдити.

Као момент k-реда означује се величина

$$M_k^0 = \sum_i X_i^k \, P(X_i); \tag{17}$$

у њој је X_i свака поједина вредност аргумената, P вероватноћа.

Као сведен момент k-реда на средњу вредност назива се величина

$$M_k = \sum_i (X_i - \overline{X})^k \, P(X_i), \tag{18}$$

где је са $\overline{X}$ означена средња вредност.

По формулама (17) и (18) добијају се једначине за расподелу честине у неком колективу

$$M_k^0 \, \frac{1}{N} \sum_i z_i \, X_i^k \, ; \qquad M_k = \frac{1}{N} \sum_i z_i \, (X_i - \overline{X})^k. \tag{19}$$

У тим једначинама је N обим колективног низа или број чланова у томе колективу, а z_i број припадајућих чланова (одн. посматрања) свакој класи.

Моменат 1 реда раван је аритметичкој средини, а моменат 2 реда, сведен на средњу вредност, раван је другом степену растурања одн. дисперзије. Поред тога је $M_0 = M^0{}_0 = 1$, и $M_1 = 0$.

Моменат 3 реда, подељен са трећим степенем растурања σ, а сведен на средњу вредност $\overline{X}$, означује се као „накривљеност"

$$D_3 = \frac{1}{N\sigma^3} \sum_i z_i \, (X_i - \overline{X})^3 = \frac{M_3}{\sigma^3} \tag{20}$$

Накривљеност D_3 претставља меру за несиметрију код одређене расподеле честине.

Шарлије изражава несиметрију једначином [5a]

$$D_3 = \frac{1}{2} \frac{M_3}{\sigma^3} \tag{21}$$

Да би се видело како се одређује накривљеност по једначини (20) узети су подаци о релативној влажности у Хвару у месецу марту из таблице 8. По њој су добијене вредности за $N = 60$, $\sigma = 6{,}17$, дакле $\sigma^3 = 234{,}885$. Израз у једначини (20) $\Sigma z_i (X_i - \overline{X})^3$ исти је са изразом Σd^3. Тога ради су све девијације у таблици 8 дигнуте на трећи степен, те је $\Sigma d^3 = 24849{,}8$. По томе је

$$M_3 = \left(\frac{1}{60}\right) 24849{,}8 = 414{,}163, \text{ а } D_3 = \frac{M_3}{\sigma^3} = \frac{414{,}163}{234{,}885} = 1{,}763.$$

По једначини (21) несиметрија је двапут мања од горње, дакле $D_3 = 0{,}8815$. Као што се види, прорачунавања по једначинама (20) и (21) дуготрајна су, особито дизање свих отступања на трећи степен. То је разлог, што су одређивања несиметрије вршена доста ретко. Пирсон, међутим, даје знатно једноставнију једначину за мерење несиметрије [6] [22], али се њоме добија само релативна величина. По њему је мера накривљености означена разликом између аритметичке средине и модуса, која се подели са величином растурања, дакле

$$D_3 = \frac{A - D}{\sigma}. \tag{22}$$

На примеру релативне влажности у Хвару, у меуецу марту, вредност аритметичке средине је $A = 65{,}6$, по таблици 11 је вредност модуса $D = 0$, а $\sigma = 6{,}18$. По томе је $D_3 = 65{,}6 : 6.18 = 10.61$.

Још лакши је метод Кепена [14] за одређење несиметрије. Он наводи да се, ради обележавања симетричне или несиметричне расподеле отступања, може прорачунати број и средња величина негативних и позитивних отступања. Али је довољно ако се одреди само једна величина, која означује меру и правац несиметрије растурања. Кепен поставља за то једноставну једначину

$$D_3 = 1 - \frac{2n_-}{n}, \tag{23}$$

у којој је n_- број посматрања (тј. у овом примеру година) испод аритметичке средине, одн. број негативних отступања, n укупан број посматрања. За прорачунавање су опет узете вредности релативне влажности у Хвару. По њима је $n = 60$, $n_- = 26$. Према овим вредностима је

$$D_3 = 1 - \frac{52}{60} = 1 - 0{,}86 = 0{,}14.$$

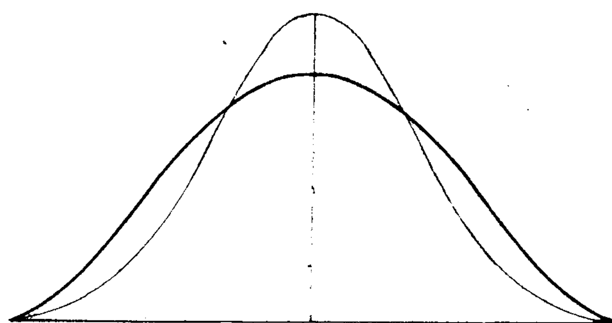
Позитивна несиметрија је прилично велика у наведеном примеру, при упоређењу са другим резултатима. У примеру Хвара има 34 позитивних девијација од аритметичке средине, што значи да је очекивање

сразмерно влажнијег марта веће од очекивања сувљег марта и са мање падавина. Иначе су негативне девијације обично нешто чешће од позитивних.

Треба споменути да је повољност Кепеновог метода у томе, што се вредности разних места могу лако упоређивати, али је велики недостатак што једначина не садржи величину девијације, него само честину супротних знакова. Пирсонова једначина је, у томе погледу, погоднија.

Лабер је испитивао промене несиметрије у току године [23] и утврдио је да је она зими позитивна, лети негативна. Тиме је, на други начин, потврђена позната чињеница да су, у Средњој Европи, вредности изнад аритметичке средине просечно чешће зими, а испод аритметичке средине, лети. Седлмајер је, с друге стране, показао [24] да се утицаји облачности на ваздушну температуру пре свега истичу у несиметрији: ретким ведрим данима у јануару одговара позитивна, у јулу, негативна несиметрија. Разлог је томе, што ведро небо има зими за последицу ретка екстремна негативна отступања, а лети опет ретка екстремна позитивна отступања од просечне вредности.

22. **Ексцес код расподеле честине.** — Дешава се, у неким случајевима, да су средње вредности честине у класама око модуса мање, него код Гаусове расподеле са одређеним растурањем σ. Такве услове показује слика 9. Тања линија у њој означује криву нормалне расподеле честине, а дебља линија мање вредности у близини класе модуса, што се огледа у спљоштеном облику. У овом случају настаје негативни ексцес јер је теме ове криве ниже од темена криве са нормалном расподелом. Ако су средње вредности честине око класе модуса веће, него код нормалне расподеле, тада влада позитивни ексцес, са издуженим обликом према нормалној кривој.



Сл. 9. — Негативни ексцес код симетричне расподеле честине (дебела линија)

Моменат 4 реда, сведен на средњу вредност, а подељен са четвртим степеном растурања σ, и смањен са 3, зове се „ексцес" (прекомерност, одн. мањак или вишак; енгл. kurtosis, peakedness excess) расподеле:

$$D_4 = \frac{1}{N\sigma^4}\sum_i z_i (X_i - \overline{X})^4 - 3 = \frac{M_4}{\sigma^4} - 3 \tag{24}$$

Умалитељ 3 придодат је зато, што је тада приснија веза са Гаусовом расподелом. Наиме, ако је прорачунат ексцес по једначини (24) позитиван, тада су, у дотичној расподели, већа отступања од средње вредности чешћа, а мања отступања ређа, него у Гаусовој расподели једнаког растурања. Прорачунавање ексцеса по једначини (24) још је

теже, него код прорачунавања несиметрије, пошто се сва отступања морају дизати на четврти степен.

Стручњаци нису дали једноставније формуле за одређивање ексцеса, пошто је та карактеристика мање важна за климатологију. Показаће се само на практичном примеру какав је стварни изглед позитивног и негативног ексцеса код несиметричне расподеле честине. Узете су годишње висине падавина у Загребу, у периоду 1862—1941 (80 година). Просечна годишња висина падавина је 900 мм, па су по тој вредности изведене девијације у таблици 14.

Таблица 14. — Девијације од нормалне годишње висине падавина у Загребу 1862—1941

Год.	*d*	Год.	*d*	Год.	*d*	Год.	*d*	Год.	*d*	Год.	*d*
1862	−120	1876	284	1890	−131	1903	27	1916	−9	1929	−106
63	−253	77	−228	91	−157	04	−120	17	104	1930	118
64	141	78	295	92	−50	05	211	18	−26	31	−96
65	−128	79	38	93	−70	06	23	19	206	32	−125
66	174	1880	149	94	−129	07	−191	1920	−214	33	239
67	41	81	−73	95	227	08	−137	21	−245	34	−33
68	−149	82	68	96	−75	09	−106	22	12	35	−158
69	25	83	−66	97	52	1910	141	23	25	36	−27
1870	205	84	−32	98	−119	11	−209	24	−78	37	487
71	23	85	−121	99	9	12	193	25	222	38	−212
72	84	86	0	1900	48	13	−146	26	227	39	−63
73	−95	87	−107	01	−33	14	−105	27	−270	1940	109
74	127	88	−58	02	40	15	353	28	93	41	19
75	−17	89	56								

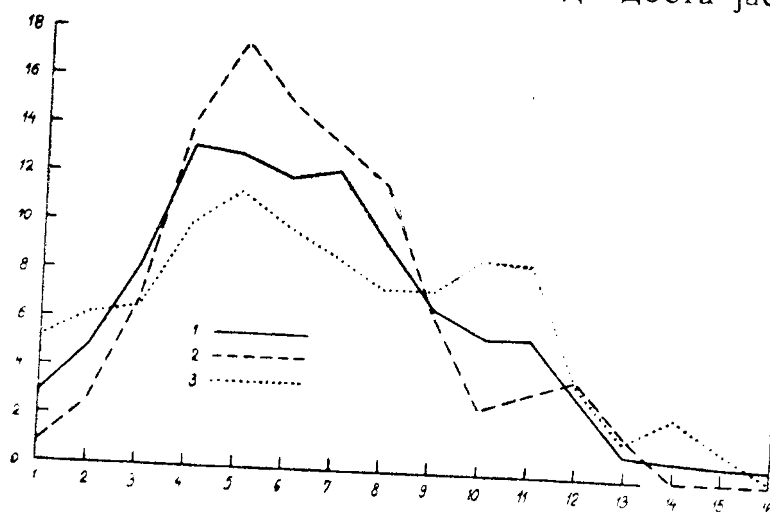
Да би се добила расподела честине, морају се подаци из таблице 14 груписати у класе. Најпогоднији је за то интервал од 50 мм, јер

Таблица 15. — Груписање девијација годишње висине падавина у Загребу у класе од по 50 милиметара

Број	Границе класа	Чест. 1862/1941			Чест. 1872/1901			Чест. 1912/1931		
		апс.	рел.	урав.	апс.	рел.	урав.	апс.	рел.	урав.
1	−300 до −250	2	2,5	2,9	0	0,0	0,0	1	5,0	5,1
2	−250 до −200	5	6,2	4,8	1	3,3	2,5	2	10,0	6,2
3	−200 до −150	3	3,8	8,2	1	3,3	6,7	0	0,0	6,5
4	−150 до −100	15	18,7	13,2	5	16,7	14,2	3	15,0	10,0
5	−100 до −50	9	11,3	12,9	6	20,0	17,5	2	10,0	11,3
6	−50 до 0	8	10,0	12,0	4	13,3	15,0	2	10,0	10,0
7	0 до 50	13	16,2	12,3	4	13,4	13,4	2	10,0	8,8
8	50 до 100	5	6,3	9,5	4	13 3	11,7	1	5,0	7,5
9	100 до 150	7	8,8	6,7	2	6,7	6,5	2	10,0	7,5
10	150 до 200	2	2,5	5,6	0	0,0	2,6	1	5,0	8,8
11	200 до 250	7	8,7	5,6	1	3,3	3,4	3	15,0	8,7
12	250 до 300	2	2,5	3,4	2	6,7	4,0	0	0,0	3,9
13	300 до 350	0	0,0	1,0	0	0,0	1,7	0	0,0	1,6
14	350 до 400	1	1,3	0,7	0	0,0	0,0	1	5,0	2,6
15	400 до 450	0	0,0	0,6	0	0,0	0,0	0	0,0	1,3
16	450 до 500	1	1,2	0,6	0	0,0	0,0	0	0,0	0,2

не захтева сувише много класа, а у приличној сагласности је и са правилом Шарлијеа. То је приказано у таблици 15.

Пошто су вредности релативне честине неравномерно расподељене по класама, потребно је било да се уравнају једначином $(a+2b+c):4$; али ни овако уравнате не показују правилне промене код узастопних класа интервала. Претпостављено је да је период падавина у Загребу од 80 година нормалан. Сада је узет други период од 30 година (1872—1901), у коме је релативна честина у класама око модуса била прилично већа него у нормалном периоду, и трећи период од 20 година (1912—1931), у коме је релативна честина у класама око модуса била доста мања. За све су изведене уравнате релативне честине, а резултат показује слика 10. Из ње се види доста јасно да период са позитивним ексцесом има, углавном, много неуједначеније релативне честине од 80-огодишњег периода у крајњим класама, док је обратно код периода са негативним ексцесом.



Слика 10. — Ексцеси у кривој честине девијације годишње висине падавина у Загребу: 1 80-огодишња средња честина расподеле; 2 позитивни ексцес у периоду 1872/1901; 3 негативни екцес у периоду 1912/1931

Седлмајер је [24], при испитивању утицаја облачности на карактеристике ваздушне температуре, показао да је ексцес позитиван у два супротна месеца, јануару и јулу. Расподела степенâ облачности у овим месецима долази до изражаја само у величини ексцеса. Велика супротност између ведрог и мутног времена у јануару проузрокује спљоштену криву честине. У јулу је, напротив, услед мањих екстрема облачности, крива честине знатно уздигнута према Гаусовој расподели. Ексцес има тада готово двоструку вредност од јануарске. Међутим је, по резултатима Лабера [23], ексцес у хладнијим месецима позитиван, у топлијим, негативан. Просечна вредност је $+0.035$ и -0.027.

Арнолд Корт је, према расподели честине часовних температура на 40 станица у Сједињеним Државама [24а], утврдио да је несиметрија одн. накривљеност у јануару негативна, у јулу позитивна. Ексцес је неправилан, али здружен са средњом грешком дозвољава идентификовање три типа расподеле температуре према одговарајућим географским приликама. Разлике између ових се објашњавају различитим износима постојеће воде, нарочито у течном стању, например у облацима, слободним воденим површинама и у тлу. Корт је типове за јануар и јул приказао на слици, а они одговарају овим термичким режимима: I. Средња грешка одн. нормална девијација је 8^0 F ($4{,}45^0$ C) или мања. Та граница показује врло мало колебање температуре са

веома много часова код температуре модуса или у његовој близини; II. Углавном нормална расподела, са средњом грешком преко 8° F и већим ексцесом од –0,5; III. Средња грешка је обично знатно већа од 8° F а ексцес је –0,5 или мањи.

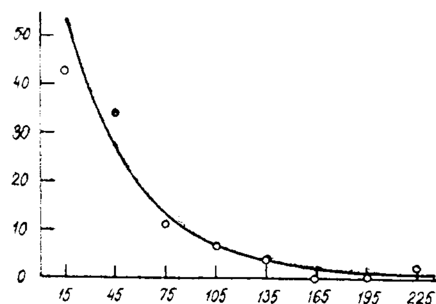
23. Други облици криве код несиметричне расподеле честине. — Познато је да неки климатолошки елементи имају, као своју границу, на једној страни криве вредност нуле, например брзина ветра, часовна или дневна висина падавина, итд. Али, донекле нормална расподела честине није искључена ни поред ове чињенице, ако крива честине показује само сразмерно мале честине у близини дате границе, тј. нуле. За пример таквог, хиперболичног облика криве (§ 20) узете су годишње висине кише у Адену, јужна Арабија [25] (таблица 16 и слика 11).

Таблица 16. — Кише у Адену у периоду 1881—1928 (47 година)
А) годишња висина кише у милиметрима

год.	вис.	год	вис.	год.	вис.	год.	вис.	год.	вис.	год.	вис.
1881	58	1890	218	1898	14	1906	31	1914	60	1922	33
82	45	91	95	99	35	07	18	15	0	23	43
83	78	92	10	1900	38	08	26	16	28	24	36
84	74	93	43	01	56	09	18	17	28	25	42
86	15	94	86	02	3	1910	82	18	10	26	55
87	56	95	38	03	138	11	39	19	15	27	104
88	16	96	28	04	13	12	48	1920	4	28	4
89	92	97	28	05	127	13	13	21	2	$\overline{m}$	$\overline{46}$

Б) груписање у класе са интервалом од 30 мм

граничне вредности	средиште класе мм	честина апсолутна	честина релативна
0— 30	15	20	42,6
30— 60	45	16	34,0
60— 90	75	5	10,6
90—120	105	3	6,4
120—150	135	2	4,3
150—180	165	0	...
180—210	195	0	...
210—240	225	1	2,1



Слика 11. — Крива честине годишње висине кише у Адену. На X-оси средиште класе са интервалима од 30 мм; на У-оси релативне честине (%)

Годишње висине кише у Адену изнесене су у таблици 16 под А), а груписање ових вредности у класе налазе се под Б). Апсолутне и релативне честине у овој таблици, а још јасније слика 11, показују како облик ове криве нема никакве сличности са нормалном расподелом честине. Најмање годишње висине кише уједно су и најчешће. Мању годишњу висину кише од просечне има 31 година, а то је око две трећине (66%) од укупног броја година.

Још претеранији су услови, ако је променљива ограничена са обе стране. Такав климатолошки елеменат је облачност, јер је с једне стране

ограничена вредношћу 0 (сасвим ведро небо), а са друге стране вредношћу 100% (потпуно покривено небо облацима). Као пример ће послужити честина разних степена облачности у Београду, каква је владала месеца октобра у 21 час, по подацима 1920—1951 (таблица 17).

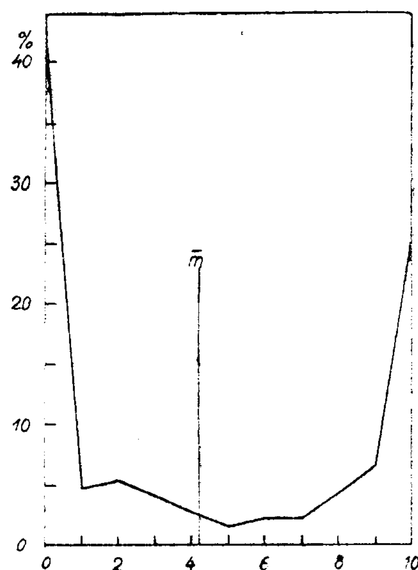
Таблица 17. — Честина расподеле облачности у Београду: октобар 21 час (период 1920—1951)

Година	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Ср. обл.
1920	12	1	1	—	1	1	1	2	3	2	7	46%
21	22	3	1	1	1	—	1	—	—	—	2	12
22	—	—	—	2	2	1	2	2	2	—	20	84
23	12	3	2	4	3	1	1	—	3	—	2	28
24	17	—	2	1	—	—	1	—	2	2	6	25
25	16	—	3	1	—	—	1	—	4	—	6	35
26	14	2	6	1	1	—	—	—	—	2	5	29
27	9	1	1	1	1	1	—	1	—	5	11	57
28	20	—	—	1	2	1	—	1	—	—	6	27
29	15	—	—	—	3	—	2	—	2	1	8	42
1930	13	1	—	3	1	2	2	1	1	1	6	39
31	13	—	1	—	1	1	—	—	1	2	12	51
32	10	2	3	1	—	—	—	—	2	—	13	51
33	11	—	1	2	—	2	1	2	1	3	8	49
34	12	1	2	—	—	—	1	1	1	4	9	47
35	14	2	2	1	1	—	—	—	3	2	6	37
36	9	—	1	1	—	—	—	—	1	4	15	64
37	14	—	1	1	1	—	—	1	3	7	3	43
38	12	3	1	1	1	—	—	1	—	3	9	44
39	5	2	2	1	—	—	—	3	—	3	15	67
1940	11	1	2	2	1	—	1	—	—	2	11	48
41	12	2	2	—	1	1	1	—	1	1	10	45
42	24	—	—	1	—	—	—	—	—	3	3	19
43	18	1	2	—	1	—	—	—	1	2	6	31
44	5	1	2	4	2	1	1	2	3	5	5	55
45	12	5	3	—	1	—	—	2	1	2	5	34
46	11	—	1	—	—	—	—	2	2	3	12	58
47	15	4	5	4	1	1	1	—	—	—	—	29
48	16	—	—	2	1	1	2	1	1	2	5	35
49	13	7	—	1	1	—	2	—	—	—	7	29
1950	13	3	2	1	—	—	—	—	1	1	10	40
51	10	3	2	2	1	2	1	—	2	3	5	40
ср. у %	41,3	4,8	5,2	4,0	2,9	1,6	2,2	2,2	4,2	6,6	25,0	42

Као што се види из таблице 17 и слике 12, колектив са одређеним границама знатно отступа од симетричне и умерено несиметричне расподеле честине. Највећа је честина код екстремних степена облачности, док је аритметичка средина (42%) између два степена са врло незнатном честином. У таблици су намерно уписане честине појединих степена облачности за сваку годину, јер се из тога прегледа веома јасно истиче да просечне вредности нису случајне, него потпуно стварне. Највећи степен облачности имао је само у 6, од 32 године, већу честину од степена 0, а у једној години су оба степена имала исту честину од 11 дана.

Јануар у Београду, у истом периоду година и у истом часу дана, има промењену честину, особито знатно код крајњих степена облачности. У томе месецу је просечна честина код степена 0 свега 23,2%, код степена 10 преко двапут већа, 51,4%, дакле супротно од октобра, али је — из тога разлога — аритметичка средина повећана на 65%, и опет се налази између степенâ најмање честине.

Тога ради Кепен и Мајер сматрају да за пределе са оваквом расподелом честине појединих степена облачности, „средња облачност" има у суштини другачији смисао, него у крајевима где преовлађују средњи степени облачности [26]; зато је за климатологију потребно да се, поред просечне вредности, наведе и честина појединих степена облачности, или сажетих у мањи број група.



Сл 12. — Честина разних степена облачности у Београду, октобар у 21 час, период 1920—1951

Треба најзад споменути да оваква расподела честине појединих степена облачности, каква се у дијаграму показује у виду слова *U*, а каква влада у Београду и Загребу [27], није општа појава, него ограничена на континенталније крајеве умерених ширина.

IV. НАРОЧИТЕ КАРАКТЕРИСТИКЕ КЛИМАТОЛОШКИХ НИЗОВА

24. **Врсте промењивости климатолошких елемената.** — Промењивост треба сматрати као важно климатско обележје неког места. Али се појмом „промењивост" означују разне величине у климатологији. Дове схвата под појмом промењивости средње отступање неких вредности у истом месецу узастопних година од просечне вредности целог периода, без обзира на знак. То је средње отступање узастопних вредности неког елемента од његове просечне вредности (§ 15), које се зове средња промењивост, па и средња аномалија (§ 100) у климатолошкој литератури. Али се могу оделити године са позитивним и негативним отступањима, па се из њихових збирова изводи, такође, просечна вредност.

Иначе се, у свакидашњем животу, као „промењивост" сматрају узастопне промене у стању појединих климатских елемената, које се дешавају непосредно једна за другом, од једног до другог часа, од данас до сутра, од сутра до прекосутра, итд. Тај појам је познат под именом међучасовне, односно међудневне или интердиурне промењивости.

Да би величина промењивости постала независна од просечне вредности, тј. од аритметичке средине, и да би се олакшало непосредно упоређивање услова у разним местима, уведен је у научну литературу појам релативне промењивости, која се изражава у процентима аритметичке средине.

У даљем излагању ће се показати како се одређују разне врсте променљивости.

25. **Средња променљивост.** — Средњом променљивошћу $V_a = \frac{\Sigma |x_i - \overline{X}|}{n} = \frac{\Sigma |d_i|}{n}$ (једначина 10а) добро се одређују промене или варијације, којима подлежи неки климатски елеменат (в. § 27). На пример, просечна температура јануара има у појединим местима оволику средњу променљивост:

Грин Харбер, Шпицберг	(78,0° N)	5,43° =	релативно	13 92
Загреб	(45,8° N)	2,23° =		5,72
Батавија, Јава	(6,2° S)	0,39° =		1,00

Као што се види, средња променљивост јануарске температуре повећава се према вишим ширинама. Она је у Средњој Европи око 6 пута већа, у арктичкој области око 14 пута већа од оне у полутарском појасу.

Таблица 18 показује пример средње променљивости, прорачунате из низа података у делу А), односно падавина у Београду од 11 ($= x_1$) до 20 ($= x_{10}$) децембра 1927. У примеру је $V_a = 8{,}9$ мм.

У делу Б) је прорачуната друга променљивост V_s на следћи начин

$$V_s = [(x_1 - x_2) + (x_2 - x_3) + (x_3 - x_4) + \ldots + (x_{n-1} - x)] : (n - 1); \quad (25)$$

у једначини су $x_1, x_2, \ldots$ узастопне вредности променљиве x, n је број података. Та променљииост се може назвати интер-секвенцијенална променљивост, јер јој је вредност одређена и по узастопности података, као и по њиховој величини. У примеру је $V_s = \pm 11{,}1$ мм.

Таблица 18. — Упоређење средње променљивости (Va) и интер-секвенцијалне променљивости (Vs) на примеру узастопних дневних падавина у Београду од 11 до 20 децембра 1927

(n = број података, d = девијације, D = збирови диференција између два узастопна податка)

А) редни бројеви	x_1	x_2	x_3	x_4	x_5	x_6	x_7	x_8	x_9	x_{10}	Σ	$\overline{m}$
променљиве мм	1,5	17,8	28,6	0,0	6,0	22,1	2,8	0,3	0,6	0,5	80,2	8,0
девијације мм	—6,5	9,8	20,6	—8,0	—2,0	14,1	—5,2	—7,7	—7,4	—7,5	±88,8	

$\Sigma |d_+| = 44{,}5$ $\quad$ $\Sigma |d_-| = 44{,}3$

$$Va = \pm \frac{\Sigma |d|}{n} = \frac{88{,}8}{10} = \pm 8{,}88 \approx \pm 8{,}9 \text{ мм}$$

В) прорачунавање Vs из дела А) D											
	—16,3	—10,8	28,6	—6,0	—16,1	19,3	2,5	—0,3	0,1		±100,0

$\Sigma |D_+| = 50{,}5$ $\quad$ $\Sigma |D_-| = -49{,}5$

$$Vs = \frac{\Sigma |D|}{n - 1} = \frac{+50{,}5 - (-49{,}5)}{9} = \frac{100}{9} = \pm 11{,}1 \text{ мм.}$$

C)

A) распоређено у строј	0,0	0,3	0,5	0,6	1,5	2,8	6,0	17,8	22,1	28,6
узастопне разлике D'	−0,3	−0,2	−0,1	−0,9	−1,3	−3,2	−11,8	−4,3	−6,5	−28,6

$$\Sigma\,|D'+| = 0 \qquad \Sigma\,|D'-| = -28{,}6$$

$$V's = \frac{\Sigma\,|D'|}{n-1} = \frac{+0-(-28{,}6)}{9} = \frac{28{,}6}{9} \approx \pm 3{,}2 \text{ мм},$$

Низ података из дела А) распоређен је у строј, ради веће јасноће, део С) таблице 18. То је учињено да би се, приближно, утврдило, колики је утицај распоређених бројева по величини на интер-секвенцијалну променљивост. По једначини је одређено да је $V's \approx \pm 3{,}2$ мм, дакле отприлике две седмине од вредности у делу В) ($\pm 11{,}1$).

Средња променљивост је независна од узастопних посматрања, према начину на који се одређује, и то јој даје нарочито климатолошко обележје. Да би се поднебље неког места могло боље окарактерисати, важно је знати да ли су промене неког климатолошког елемента незнатне, умерене или врло велике, као што се показало за три места на разним ширинама у почетку овог параграфа.

Ако је период посматрања кратак, мањи од 10 година, тада апсолутно колебање у томе периоду даје приближно сазнање о променљивости неког климатолошког елемента.

Величине средњих отступања показаће се у три примера за разне климатолошке елементе. По подацима у таблици 9, збир девијација средњих месечних минимума новембарске температуре у Загребу је $\Sigma = \pm 101{,}9^0$, а период посматрања $n = 60$ година. По томе је средње отступање новембарског минимума температуре од његове аритметичке средине ($= 3{,}5^0$) $Va = \pm 101{,}9 : 60 = \pm 1{,}7^0$. Могу се извести и средње позитивне и средње негативне аномалије, које имају оволике вредности:

$$\Sigma_+ = +51{,}3^0 \qquad \Sigma_- = -50{,}6^0$$
$$n = 31 \qquad n = 27$$
$$\overline{m}_+ = +1{,}65^0 \qquad \overline{m}_- = -1{,}87^0.$$

С друге стране је, по таблици 8, збир девијација релативне влажности у Хвару за месец март $\Sigma = \pm 279{,}0^0/_0$, а $n = 60$ година, по чему је средње отступање $Va = \pm 279 : 60 = \pm 4{,}65^0/_0$. Средње позитивне и негативне аномалије су

$$\Sigma_+ = 142{,}0^0/_0 \qquad \Sigma_- = -137{,}0^0/_0$$
$$n = 34 \qquad n = 26$$
$$\overline{m}_+ = 4{,}18^0/_0 \qquad \overline{m}_- = -5{,}27^0/_0.$$

Трећи пример показује аномалије годишњих висина падавина у Загребу. По подацима у таблици 14 излази да је $\Sigma = \pm 9782$ мм, $n =$

= 80 година, те је $Va = \pm 122{,}3$ мм. Средње позитивне и негативне аномалије су оволике

$$\Sigma_+ = 4895 \text{ мм} \qquad \Sigma_- = -4887 \text{ мм}$$
$$n = 37 \qquad n = 42$$
$$\overline{m}_+ = 132{,}3 \text{ мм} \qquad \overline{m}_- = -116{,}4 \text{ мм}$$

Последња три примера потврђују да се поменути метод прорачунавања променљивости може применити на сваки климатолошки елеменат са одређеном скаларном величином у супротности са величинама правца, које имају и величину (на пр. брзину) и правац, као што су кретање облака, ветар, итд.

Колико важна могу бити средња отступања са климатолошког гледишта показао је Алт у примерима [28]. Пошто је средње отступање већ по себи мера континенталности појединих места, то би се могло још боље приказати квоцијентом зимска: летња променљивост.

26. **Међудневна или интердиурна променљивост.** — Ова климатолошка величина је најпознатији пример интер-секвенцијалне променљивости. Међудневна променљивост се прорачунава на три начина: 1) разликама у узастопним дневним средњим вредностима неког елемента, 2) разликама у вредности елемента узастопних дана у одређеном часу, 3) честином одређене промене средње дневне или обичне часовне вредности неког елемента од једног до другог дана.

Погодност првог начина је у томе, што се средња дневна вредност може, приближно тачно, извести бар из два податка, тј. максимума и минимума. Неповољност другог начина је, опет, у томе, што међудневна вредност има доста изразит дневни ток варијације. Поред тога, време у коме настају максималне и минималне вредности је веома променљиво.

Као пример за прорачунавање међудневне променљивости узеће се подаци месеца фебруара 1929 у Београду. Да би се за међудневну променљивост средње дневне ваздушне температуре добило 28 вредности, мора се урачунати и 31 јануар исте године, јер се помоћу његове средње дневне температуре одреди разлика између тога дана и 1 фебруара. Поступак при прорачунавању приказан је у таблици 19.

Таблица 19. — Извођење међудневних разлика помоћу средњих дневних температура фебруара 1929 у Београду

Датум	I.31	II.1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ср. темп.	−5,2	−12,3	−16,6	−16,0	−12,4	−7,4	−5,9	−13,6	−15,5	−8,9	−22,1
Разлика		−7,1	−4,3	0,6	3,6	5,0	1,5	−7,7	−1,9	6,6	−13,2
Датум	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Ср. темп.	−22,1	−20,1	−16,9	−12,7	−11,5	−9,8	−6,1	−5,3	−5,3	−8,5	−10,7
Разлика		2,0	3,2	4,2	1,2	1,7	3,7	0,8	0,0	−3,2	−2,2
Датум	20	21	22	23	24	25	26	27	28		
Ср. темп.	−10,7	−10,6	−13,6	−6,3	0,0	4,1	5,1	4,0	−2,6		
Разлика		0,1	−3,0	7,3	6,3	4,1	1,0	−1,1	−6,6		

Пошто је збир изведених разлика $\pm 103{,}2^0$, средња је вредност $\pm 103{,}2 : 28 = \pm 3{,}69^0$. Другим речима, ваздушна температура фебруара

1929 мењала се у Београду, од једног до другог дана, просечно за $\pm 3{,}7^0$. То је међудневна или интердиурна променљивост температуре у Београду фебруара 1929 године. И овде се могу издвојити позитивне и негативне величине променљивости:

$$\Sigma_{+} = 52{,}9^0 \qquad \Sigma_{-} = -50{,}3^0$$
$$n = 17 \qquad n = 10$$
$$\overline{m}_{+} = 3{,}11^0 \qquad \overline{m}_{-} = -5{,}03^0$$

Средња дневна температура била је иста 17 и 18 фебруара, $-5{,}3^0$, те је разлика равна нули. С друге стране, највећа позитивна промена у средњој дневној температури десила се између 22 и 23 фебруара, са разликом од $+7{,}3^0$, док је највећа негативна промена настала између 9 и 10 фебруара, са разликом од $-13{,}2^0$.

Ако се има на расположењу дужи низ година, вредности истог месеца у свакој години се саберу, па се поделом збирова са бројем година добије нормална међудневна променљивост[1]) у периоду од 25 или још више година.

Таблица 20 даје још потпунији пример о испитивању међудневне променљивости температуре у Скопљу. Пошто је посао око одређивања појединих вредности дуготрајан, уписане су у таблицу средње вредности од пет година, 1936—1940.

Таблица 20. — Разни статистички подаци о међудневној променљивости ваздушне температуре у Скопљу, у периоду 1936/40

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	сред
међудневна променљивост	2,0	1,8	1,9	1,8	1,4	1,5	1,7	1,6	1,5	1,6	1,7	1,9	1,7
просечно хлађење	1,97	2,08	1,99	1,87	1,44	1,53	2,02	1,96	1,52	1.71	1,75	1,94	1,82
просечно загрев.	2,15	1,65	1,87	1,74	1,42	1,33	1,51	1,39	1,44	1,62	1,56	1,93	1,63
средњи број узастопних дана са хлађењем	2,9	2,8	2,5	2,5	2,2	2,3	2,6	2,2	2,9	3,0	3,1	3,1	2,7
средњи број узастопних дана са загревањем	3,0	3,3	3,5	2,6	3,0	3,2	3,2	2,8	2,8	2,8	2,8	3,2	3,0
средњи максимум хлађења	5,4	6,6	5,7	5,4	4,4	4,5	5,6	6,0	4,2	4,4	4,7	7,4	
средњи максимум загревања	6,3	4.3	5,1	3,9	3,2	2,9	4,7	3,9	3,2	4,7	4,9	4,2	
максимум хлађења	7,2	9,1	7,6	7,5	6,9	6,2	7,2	9,2	5,2	4,9	5,2	14,2	
максимум загрев.	10,2	4,7	7,6	4,2	3,8	3,8	5,8	5,1	3,5	6,3	7,0	6,1	

Неправилности у годишњем току просечних и средњих апсолутних вредности у овој таблици могу се објаснити краткоћом периода.

[1]) Ако је аритметичка средина прорачуната из дужег периода посматрања, рецимо бар од 25 година, тада се зове нормална (§ 81).

Статистички подаци о величини међудневних промена температуре омогућавају да се засебно прорачуна просечна вредност смањивања или повећавања температуре од једног до другог дана. Смањивање средње температуре од једног до идућег дана може се назвати хлађење; повећање средње температуре у истом раздобљу, назива се загревање.

Важан додатак међудневној променљивости претставља одређивање броја узастопних дана са снижавањем или повећавањем температуре. За прорачунавање су узета бар два узастопна дана са таквом променом, а добијени резултати су унесени у таблицу 20. Поред тога је корисно да се наведу средње максималне и максималне вредности хлађења и загревања, одн. смањивања или повећавања вредности код неких других климатолошких елемената. Ово се добија на тај начин, што се за сваки месец пет узастопних година испише највећа негативна и позитивна промена, па се све негативне и позитивне вредности саберу, а збир се подели са пет. То су средњи максимуми хлађења и загревања. Највећа вредност у истом месецу ових пет година означује максимум хлађења или загревања. То је највећа одређена промена у температури два узастопна дана.

Рецов је прорачунао међудневну променљивост температуре свих месеца за многа места у Европи [29], а објавио је и карте зимске, летње и годишње међудневне променљивости. По њима излази да је ова величина битно условљена отстојањем од морске обале, донекле и од географске ширине. Што су отстојања и ширине већи, тим више се повећава међудневна променљивост и њено годишње колебање. Али, ови резултати се могу применити само на Европу. Наиме, мала међудневна променљивост температура влада у централном делу Азије, где би се очекивало супротно.

При одређивању међудневне променљивости на други начин, тј. разликама температуре узастопних дана у одређеном часу, знатно се истиче дневни период у величини променљивости. То ће се показати по раду Будига [30] о дневном току интердиурне променљивости температуре у Потсдаму за два екстремна месеца, јануар и јул:

часови	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	сред.
јануар	2,87	2,85	2,89	**2,92**	2,61	2,25	*2,16*	*2,16*	2,32	2,52	2,62	2,74	2,56
јул	2,09	2,06	*1,84*	2,15	2,86	3,12	**3,25**	**3,25**	2,85	2,23	2,10	2,08	2,49

По овим подацима не излази само да међудневна променљивост има велико колебање, у јануару 0,76°, у јулу 1,41°, већ и да потпуно промени свој тип од зиме према лету. Јануарском минимуму у 14 и 16 часова одговара јулски максимум, док јануарском максимуму у 8 часова одговара јулски минимум у 6 часова. Поред тога, колебање у јулу је готово двапут веће, него у јануару.

Живљу и очигледнију претставу о међудневној променљивости температуре добијамо, ако се уместо средњих вредности одреди честина одређених разлика у температури од једног до другог дана, например честина до 1°, до 3°, итд., или од 0° до 2°, од 2.1° до 4°, итд. По подацима у таблици 19 добијене су за фебруар 1929 оволике честине:

0° до 2°	2.1° до 4°	4.1° до 6°	6.1° до 8°	8.1° до 10°	преко 10°
11	6	4	6	—	1

Да би расподела честина била што правилнија у појединим интервалима, треба употребити што већи број година. Тако је честина међудневне промене температура, у интервалима од по 2°, приказана у таблици 21 за нека места у Југославији, у периоду од 15 до 20 година. Пошто су места на разним висинама, разним ширинама и на разним отстојањима од мора, треба узети у обзир и ове чињенице при упоређивању наведених средњих вредности у таблици 21.

Таблица 21. — Честина одређених међудневних промена температуре у јануару и јулу, у ‰

	0°–2°	2,1°–4°	4,1°–6°	6,1°–8°	8,1°–10°	10,1°–12°	преко 12°
јануар							
Хвар 19 м	745	200	42	13	—	—	—
Цетиње 672 м	631	256	69	32	12	—	—
Скопље 240 м	690	213	67	24	2	2	2
Прилеп 661 м	660	241	67	24	6	2	—
К. Митровица 521	641	245	65	34	9	2	4
Београд 132 м	611	251	97	32	6	3	—
јул							
Хвар	877	100	23	—	—	—	—
Цетиње	772	180	46	2	—	—	—
Скопље	673	252	60	13	2	—	—
Прилеп	660	232	86	17	5	—	—
К. Митровица	650	277	52	13	6	2	—
Београд	554	295	103	23	14	5	6

Веза између међудневне променљивости и отступања средње месечне вредности неког елемента од његове аритметичке средине је такође важна, јер се тиме продубљава проучавање о динамичким особинама поднебља. Фикер је у томе питању дошао до ових закључака [31]: 1) Маритимно поднебље (на пр. Пула) има врло незнатну међудневну променљивост температуре и не показује везу са аномалијама средње месечне температуре. 2) Прелазна област од маритимног према континенталном поднебљу (на пр. Беч) показује у сувише хладним зимским месецима већу, а у сувише топлим зимским месецима мању променљивост од просечне; лети изгледа да се ове узајамне везе обрну. 3) Изразито континенталне области имају у сувише хладним летњим месецима велику, у сувише топлим летњим месецима малу променљивост температуре. У источном Сибиру (на пр. Јакуцк) променљивост температуре је испод нормалне у сувише хладним зимским месецима, док је изнад нормалне у сувише топлом делу године.

Напред су наведени примери само за ваздушну температуру и за јединицу времена (дан). Неки климатолози, међутим, употребљују међугодишњу (интерануалну) променљивост да би тиме окарактерисали услове појединих климатолошких елемената у неком крају, на пример услове падавина у Калифорнији. За неке сврхе могла би бити од користи и међучасовна променљивост, тј. настале про-

мене од једног часа до другог. За то би се могла узети, рецимо, брзина ветра, ако би требало да се искористи за практичне потребе.

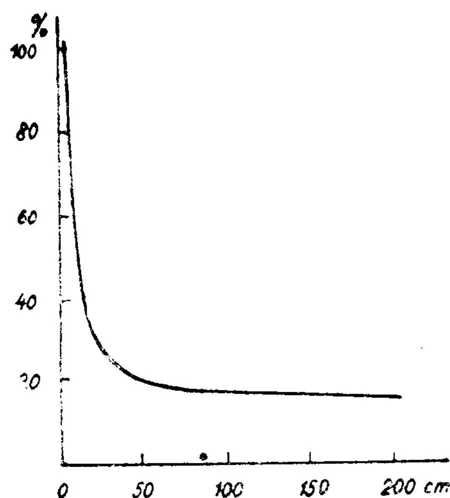
27. **Средња и релативна променљивост. —** При посматрању количина, као што су трајање осунчавања, падавине, број дана са неком појавом, итд., средња променљивост $V_a = \frac{\Sigma |x_i - \overline{X}|}{n}$ (једначина 10а) зависи од аритметичке средине $\overline{X}$; x_i је у тој једначини сваки број од x_1 до x_n, а n је број извршених посматрања у неком периоду времена. Јасно је да се V_a мора мењати према променама величине X (в. § 25).

Да би се показао значај аритметичке средине на величину променљивости даће се обичан пример. Годишња висина падавина врло је незнатна у аридним, субтропским крајевима, док је изванредно велика у областима монсунског поднебља, као и у појасевима постојаних пасатских ветрова. Тако, например, нормална годишња висина кише у Адену (таблица 16) није већа од 46 мм, док је променљивост 30 мм, око две трећине од нормалне годишње кише. Променљивост је, по томе, велика, ма да се годишња висина кише мења у границама од 0 до 218 мм. Напротив, иста променљивост од 30 мм могла би се потпуно пренебрегнути у Мангалору (Индија), где је нормална годишња висина кише 3300 мм, или у Хилу (острво Хаваји), где је 3585 мм, тј. око 72 до 78 пута већа од нормалне годишње висине кише у Адену

Конрад је, из тога разлога, увео у научну литературу појам релативне променљивости [32], која не зависи више од аритметичке средине. То је, такође, средња променљивост, али изражена у процентима аритметичке средине:

$$V_r = 100 \frac{V_a}{X} = \frac{100}{n} \frac{\Sigma\, x_i - \overline{X}}{\overline{X}} . \qquad (26)$$

За Аден је $V_r = (100 \times 30) : 46 = 65{,}2\%$. Конрад је, уцртавањем вредности средње променљивости и одговарајућих вредности средње висине падавина, утврдио да између њих постоји линеарна веза. То показује једначина: $V_a = 36 + 0.13\overline{X}$. Па, како је $V_r = (100\ V_a) : X$, биће $V_r = (3600 : X) + 13$. Тога ради је V_r функција вредности X, која има облик хиперболе. Ако је $\overline{X} = 0$, биће $V_r = \infty$.



Сл. 13. — Везе између релативне променљивости и падавина (по В. Конраду)

Бил је у своме раду о променљивости годишње висине падавина [33] употребио око 360 станица из целога света. Ови статистички подаци дају узајамне везе између релативне променљивости и нормалне висине падавина (в. § 101в). То је претстављено хиперболичком кривом на слици 13. Та слика јасно показује да утицај нормалне висине падавина ослаби тек изван прекретнице криве, тј. на месту где падавине добију већу нормалну висину од приближно 70 см.

Али је и прорачунавање релативне промењивости прилично дуготрајно, особито код дугих низова посматрања. Зато се обично употребљује једноставније одређивање промењивости при испитивању услова о падавинама. Хелман је, например, за такве потребе поставио квоцијент колебања [34] $Q = M : m$, где је M највећа, m најмања годишња висина падавина у одређеном периоду. Ипак се овај начин одређивања не може свугде употребити, нарочито у пустињским крајевима. Ту има година у којима кише уопште није било, као напр. у Адену 1915 (таблица 16). Изразито пустињско обележје има Арика, на обали северног дела државе Чиле. Ту је у току двадесет година, 1903—1922, било кише само јануара 1918, са висином од 10 мм [25]. На основу тога је, у поменутим крајевима, $Q = \infty$. Много је повољнија једначина Герзија [35], која гласи овако $Q = (M - m) : \overline{M}$. У њој је $\overline{M}$ средња висина падавина у одређеном периоду посматрања. Какве се вредности добијају помоћу ове две формуле показаће се на неколико примера: Хвар (60 год.) $M = 1321$ мм, $m = 433$ мм, $\overline{M} = 789$ мм; Загреб (90) $M = 1387$ мм, $m = 581$ мм, $\overline{M} = 888$ мм; Скопље (30) $M = 711$ мм, $m = 330$ мм, $\overline{M} = 484$ мм; Аден (43) $M = 218$ мм, $m = 0$ мм, $\overline{M} = 46$ мм. Тако се добија по формули

$Q = \frac{M}{m}$		$Q = \frac{M - m}{\overline{M}}$	
Хвар	3,03	Хвар	1,13
Загреб	2,39	Загреб	0,91
Скопље	2,15	Скопље	0,79
Аден	0,00	Аден	4,74

28. **Примена метода случајних података на облачност и осунчавање.** — Да би се сазнало шта значе „случајни“ подаци даће се обичан пример. Познато је да се при сваком посматрању метеоролошких појава упише у дневник посматрања, међународним симболом, да ли је истовремено владала магла, да ли је севало или грмило, да ли је падала киша или снег, и све то иза забележеног степена облачности. Све то се може сматрати као да су случајни подаци, јер су забележени у одређеним и истим часовима дана. Као случајни податак могла би се узети и тадашња облачност. Овај се метод може применити код свих елемената, а овде ће се посмотрити само облачност и супротна појава, осунчавање. Облачност процењују чак и многе кишомерне станице, док се стално регистровање осунчавања врши на веома малом броју метеоролошких станица. Међутим је баш трајање сунчева сјаја изванредно важно за многе научне и практичне потребе. Али се помоћу случајних података, тј. средњих вредности облачности, може приближно прорачунати трајање осунчавања. У томе је главни значај случајних података.

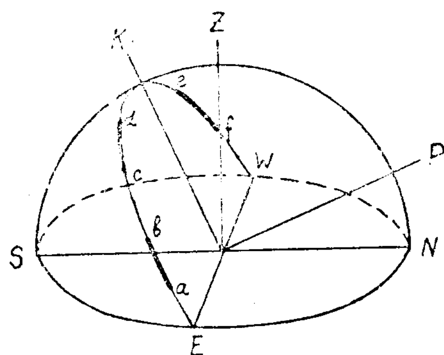
Могуће (астрономско или потенцијално) трајање осунчавања је време у коме се Сунце, у неком дану, налази изнад астрономског хоризонта, дакле трајање времена од стварног излаза до залаза сунчевог средишта. Обична једначина

$$\cos t = - \operatorname{tg} \varphi \times \operatorname{tg} \delta, \qquad (27)$$

даје непосредно трајање времена t од сунчевог излаза до његовог пролаза кроз меридијан (или кулминације K), одн. полудневно трајање осунчавања. У формули (27) је t часовни угао Сунца при његовом

излазу и залазу, δ сунчева деклинација, φ географска ширина места посматрања. Али је тако прорачунато трајање осунчавања сувише кратко, јер није узета у обзир рефракција, одн. преламање зракова. Сунчево средиште се, услед ње, појави на хоризонту неког места док је још стварно 34′ испод хоризонта. Зато се прорачунатом сунчевом луку помоћу једначине (27) дода и време за које се Сунце издигне за 34′ у близини хоризонта. То време се мења од 4,1 до 3,1 минута за места између 46° и 42° географске ширине и за сунчеве деклинације од $+23°27'$ до $-23°27'$.

Треба сада претпоставити да је дневни сунчев лук *EKW* (слика 14) у одређеном дану покривен облацима на деловима *ab*, *cd* и *ef*. Ако су дужине тих делова дневног сунчевог лука познате из регистровања хелиографа, тада је лако прорачунати колико је процената од целе дужине сунчевог дневног лука *S* покривено облацима *N*. По томе је јасно да је остатак дневног сунчевог лука, који остаје осунчаван, изражен једначином $S = 100 - N$.



Слика 14. — Веза између облачности и трајања осунчавања (*EKW*=дневни сунчев лук; *ab*, *cd*, *ef*=делови лука под облацима)

Обично се узима да се степен облачности, изражен у процентима, и релативно трајање осунчавања, тј. размера између стварног и могућег трајања осунчавања, опет изражено у процентима, допуњују до 100%. Јер, што је већа облачност, тим мање је релативно трајање осунчавања, и обратно. Али, ово не вреди за поједине дане, већ само за просечни дан истог месеца, у току неколико година. Међутим је ова претпоставка чак и тада само приближна стварности, као што показују примери у таблици 22.

Таблица 22. — Везе између релативног трајања осунчавања *S* и облачности *N*, у процентима, према једначини $S + N = 100\%$

место	геогр. шир.	геогр. дуж.		јануар	јул	година	разл. I-VII
Загреб	45,8°	16,0°	S	19	65	46	
			N	84	45	65	
			$S+N$	103	110	111	7
Хвар	43,2°	16,4°	S	48	77	62	
			N	52	22	44	
			$S+N$	100	99	106	1
Атина	38,0°	23,7°	S	49	81	60	
			N	55	11	40	
			$S+N$	104	92	100	12
Хелуан (Египат)	29,9°	31,1°	S	70	90	82	
			N	41	6	23	
			$S+N$	111	96	105	15

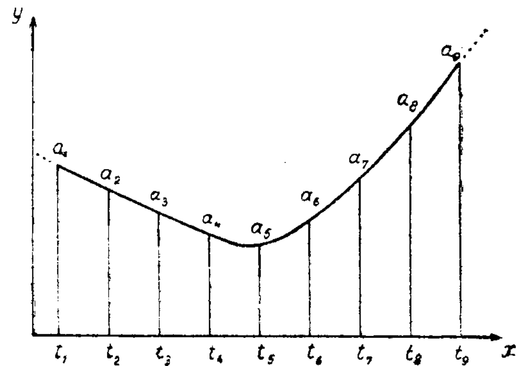
По примерима у овој таблици излази да месечне и годишње вредности релативног трајања осунчавања *S* и облачности *N*, у про-

центима, дају збир који од теориски претпостављених $100^0/_0$ не отступа више од $11^0/_0$, просечно за $6,5^0/_0$.

Поред тога се види да је разлика у вредности $(S + N)$ између јануара и јула углавном тим већа, што је место на нижој ширини. Разлог томе је, што се збир $(S + N)$ према нижим ширинама прилично правилно мења: у јануару се повећава, а у јулу се још брже смањује.

V. ПРОБЛЕМИ ПРИЛАГОЂАВАЊА КРИВЕ И УРАВНАВАЊА БРОЈНИХ НИЗОВА

29. **Графички приказ веза између променљивог елемента и независне променљиве.** — Често се у климатологији поставља проблем да се неки елеменат прикаже као функција неке независне променљиве, као што су ширина, висина или дубина, отстојање, време, итд. Свака вредност променљивог елемента у вези је са сваком одређеном вредношћу независне променљиве. Из тога разлога се познате вредности променљивог елемента могу распоредити саобразно повећавајућим или смањујућим вредностима независне променљиве. Ако постоји велики број вредности, треба их све расподелити у групе и за обе променљиве извести средње вредности унутар сваког интервала.



Слика 15. — Графички приказ веза између променљивог елемента (a_i) и независне променљиве (t_i)

Вредности променљивих унесу се у координатни систем, на осама X и Y (слика 15). Нека је променљив елеменат температура, и нека су у временима $t_1, t_2, t_3, \ldots t_n$ одговарајуће измерене температуре $a_1, a_2, a_3, \ldots a_n$. Дуж осе X, апсцисе, мере се разлике у времену $Ot_1, Ot_2, \ldots$ пропорционално са $a_1, a_2, \ldots$ Ако се пресецишта тачака $a_1, a_2, a_3, \ldots a_n$ повежу линијом, добиће се крива која показује како се мења температура са временом.

Такав је поступак сасвим довољан да се добије јасан преглед о узајамној вези обе променљиве. Облик криве распознаје се у сваком цртежу.

30. **Права линија.** — Ако су две променљиве такве природе да се у дијаграму добије блага крива, ова се у климатологији често сматра као да је права. Проблем праве линије показаће се на примеру, ма да она стварно није таква. К о н р а д је у једном свом раду [36] показао утицај висине на годишњи ток ваздушног притиска, по подацима 31 станице. Да би дошао до сигурнијег резултата, распоредио је величине годишњег колебања у 9 група, саобразно висинама. По томе је утврдио да су годишња колебања притиска у узајамној вези са висином ових места у појединим групама. Одређене вредности изнесене су у таблици 23. Средње висине, у хектаметрима, уписане су у ступцу 2, а одговарајућа средња годишња колебања притиска, у милиметрима, налазе се у ступцу 3. Стубац 4 показује прорачуната

колебања (a_1) методом најмањих квадрата, стубац 5 разлику између опажених и прорачунатих вредности.

Таблица 23. — Везе између годишњег колебања ваздушног притиска a, у мм, и апсолутне висине h, у хм.

група (1)	h (2)	a (3)	a_1 (4)	$a-a_1$ (5)	ah (6)	h^2 (7)
1	0,5	0,28	0,37	−0,09	0,140	0,25
2	2,7	1,08	0,74	+0,34	2,916	7,29
3	4,6	1,04	1,05	−0,01	4,784	21,16
4	6,1	1,24	1,30	−0,06	7,564	37,21
5	7,8	1.38	1,58	−0,20	10,764	60,84
6	9,0	1,72	1,78	−0,06	15,480	81,00
7	16,4	3,04	3,01	+0,03	49,856	268,96
8	23,4	4,26	4,18	+0,08	99,684	547,56
9	30,5	5,34	5,36	−0,02	162,870	930,25
Σ	101,0	19,38			354,058	1954,52

Помоћу низова бројева, a и a_1, одређена су за сваки низ пресецишта, која су за опажене вредности a означене кружићима на слици 16. На пресециштима прорачунатих колебања повучена је права, која се веома слаже са опажањима.

Слика 16. — Везе између годишњег колебања ваздушног притиска (a) и апсолутне висине (h). По В. Конраду

Аналитичка једначина праве има овакав облик

$$a = A + Bh\,; \tag{28}$$

у њој је a годишње колебање притиска, h апсолутна висина, A и B константе, које треба одредити. За то постоје 9 једначина, које се могу извести из таблице 23:

Група	1	0,28 = A − 0,5 B
„	2	1,08 = A − 2,7 B
„	3	1,04 = A − 4,6 B
„	4	1,24 = A − 6,1 B
„	5	1,38 = A − 7,8 B
„	6	1,72 = A − 9,0 B
„	7	3,04 = A − 16,4 B
„	8	4,26 = A − 23,4 B
„	9	5,34 = A − 30,5 B

(29)

По овим подацима излази да за одређење треба употребити метод најмањих квадрата, пошто су везе између колебања притиска и одговарајућих висина линеарне. За прорачунавање констаната A и B служе сразмерно једноставне једначине

$$A = \frac{\Sigma h \times \Sigma (ah) - \Sigma a \times \Sigma h^2}{(\Sigma h)^2 - n \Sigma h^2} \qquad B = \frac{\Sigma h \times \Sigma a - n \Sigma (ah)}{(\Sigma h)^2 - n \Sigma h^2} \tag{30}$$

Вредности ah и h^2 прорачунате су и уписане у ступце 6 и 7 таблице (23)

Ради прорачунавања осталих величина у једначинама (30) одређене су следеће величине

$$n\Sigma(ah) = 3187{,}522 \qquad (\Sigma h)^2 = 10201{,}0$$
$$n\Sigma h^2 = 17590{,}68$$

Према одређеним величинама је

$$A = \frac{(101{,}0)(354{,}058) - (19{,}38)(1954{,}52)}{10201{,}0 - 17590{,}68} = +0{,}2867$$

$$B = \frac{(101{,}0)(19{,}38) - 3187{,}522}{10201{,}0 - 17590{,}68} = +0{,}1665\,.$$

По томе, добијена једначина методом најмањих квадрата гласи

$$a = 0{,}287 + 0{,}166\,h\,.$$

Вредности у ступцу 4 таблице (23) прорачунате су по овој једначини.

Постоји и једноставнији, лакши поступак за добијање потребне формуле. То је метод половинских средњих вредности, дакле метод апроксимације. Наиме, из прве и друге половине група са једначинама (29) изведу се средње вредности за обе променљиве a и h тако да се - као резултат - добију два пара координата. Али, како је у наведеном примеру (таблица 23) број група непаран, група 5 се урачуна и у прву и другу половину одређених једначина (29). Другим речима, саберу се све вредности једначина од 1 до 5 групе и од 5 до 9 групе, па се из њих изведу средње вредности:

група 1—5 $\quad 1{,}004 = A + \ \ 4{,}34B$

„ $\quad$ 5—9 $\quad 3{,}148 = A + 17{,}42B$

Одузимањем прве од друге једначине добије се одређена вредност за константу B

$$2{,}144 = 13{,}08\,B,$$

по чему је

$$B = \frac{2144}{13080} = 0{,}164,$$

док је константа $A = 0{,}292\,[= 1{,}004 - (4{,}34 \times 0{,}164)]$.

Тако је, методом половинских средњих вредности, једначина за праву

$$a = 0{,}292 - 0{,}164\,h\,.$$

Ова се готово потпуно слаже са одређеном једначином помоћу метода најмањих квадрата, а много се лакше одређује од прве. Зато је овај поступак повољнији за климатолошке потребе.

31. **Хипербола.** — Различити облици једначина за хиперболу, на пример, $xy = \text{const.}$, или $y^2 = x(m + nx)$ често су сасвим повољни за приказивање корелација између климатолошких елемената и других чинилаца.

За пример ће се узети одређење Конрада. У једначини Хила за моћ хлађења (§ 69), H означује ову вредност добијену при мерењу са кататермометром, а h исту величину, која је добијена помоћу прочитане или регистроване ваздушне температуре у „заклону" и ручног анемометра. Конрад је, при упоређењу ових вредности, увидео да између вредности H и h постоје нескладности [37]. Да би се осведочио да ли између ове две вредности има функционалне везе, извео је за свако поједино посматрање квоцијент $H:h$, а по томе су они били распоређени према различитој брзини ветра. Ти подаци изнесени су у таблици 24.

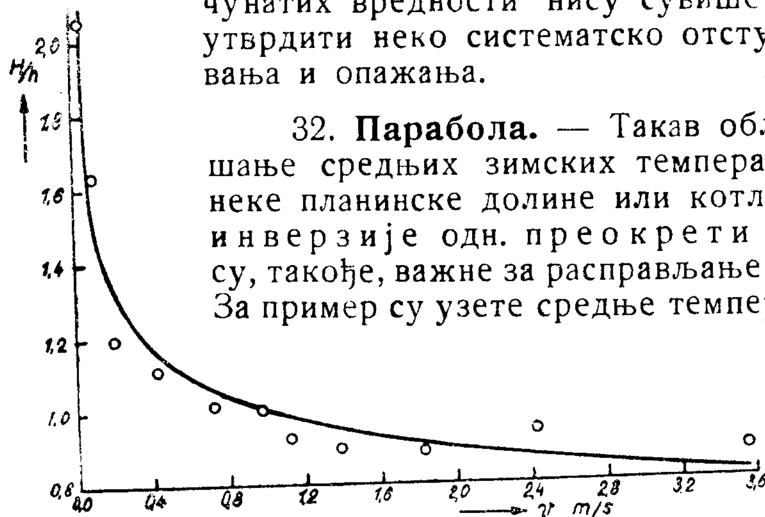
Таблица 24. — Опажене и прорачунате вредности квоцијента H/h и њихове разлике, у зависности од брзине ветра, у м/сек

брзина ветра	0,0	0,1	0,2	0,42	0,72	0,97	1,12	1,39	1,83	2,42	3,56
H/h опажено	2,06	1,64	1,20	1,11	1,04	1,01	0,93	0,90	0,89	0,94	0,89
„ прорачун.		1,48	1,33	1,16	1,06	1,02	0,99	0,95	0,91	0,87	0,82
разлика П-О		—,16	+,13	+,05	+,02	+,01	+,06	+,05	+,02	—,07	—,07

Вредности у таблици сасвим јасно показују да су квоцијенти у складу са брзинама ветра: смањују се са повећаном брзином ветра, и то врло нагло код слабих ветрова, а необично споро при ветровима са већом брзином од 1 м/сек. Конрад је, поред тога, показао да се функција $H/h = f(v)$ може, приближно приказати хиперболом, код које су правоугаоне координате X, Y асимптоте. Приближна једначина је

$$H/h\sqrt{v} = 1{,}01.$$

Прорачунате вредности одређене су помоћу ове једначине. Из таблице 24 и слике 17 се види да разлике између опажених и прорачунатих вредности нису сувише велике, али се не може утврдити неко систематско отступање између прорачунавања и опажања.



Сл. 17. — Везе између измерене моћи хлађења кататермометром H и прорачунате Хиловом формулом h, у зависности од брзине ветра

32. **Парабола.** — Такав облик криве показује понашање средњих зимских температура на разним висинама неке планинске долине или котлине, у којима настају јаке инверзије одн. преокрети температура. Те криве су, такође, важне за расправљање климатолошких проблема. За пример су узете средње температуре јануара у источном делу Целовачке котлине, око Сау Алпа [9, стр. 248], до висине од 1410 метара (табл. 25).

Права природа криве тешко се може одредити у случајевима, као што је овај. Зато се препоручује да се употреби, ради одређивања криве, општа једначина параболе, која гласи

$$x = A + By + Cy^2 . \qquad (31)$$

Таблица 25. — Опажене и прорачунате средње ваздушне температуре јануара на разним висинама у источиом делу Целовачке котлине

број (1)	место (2)	висина h, хм (3)	опаж. темп. (4)	прор. темп. (5)	разл. О-П (6)	h^2 (7)
1	Штелцинг	14,1	−3,7°	−3,8°	0,1°	199
2	Лелинг, планински дом	11,0	−1,9	−2,1	0,2	121
3	„ , долина	8,4	−2,5	−2,5	0,0	71
4	Хитенберг	7,8	−3,1	−2,8	−0,3	61
5	Еберштајн	5,7	−4,2	−4,5	0,3	32.5
6	Целовец	4,4	−6,2	−6,1	−0,1	19

Ту је величина y независна променљива, тј. апсолутна висина, а x одговарајућа зависна променљива, тј. температура. Горња једначина, дакле, добија у овом случају облик

$$t = A + Bh + Ch^2 \tag{31a}$$

У таблици 25 налази се шест различитих висина h, за које су познате средње јануарске температуре t. По томе се могу добити шест једначина за одређење три непознате константе, A, B и C. Узеће се само бројеви 1, 3 и 6 из таблице 25, по којима су изведене једначине:

број 1 $\quad -3{,}7^0 = A + 14{,}1B + 199C$

„ 3 $\quad -2{,}5^0 = A + 8{,}4B + 71C$

„ 6 $\quad -6{,}2^0 = A + 4{,}4B + 19C.$

На основу тих формула је

$$A = -14{,}854 \quad B = +2{,}485 \quad C = -0{,}12,$$

тако да једначина средње јануарске температуре, као функција висине, гласи

$$t = -14{,}854 + 2{,}485h - 0{,}120h^2.$$

Међутим, употреба метода најмањих квадрата даје највероватније резултате. Три нормалне једначине за одређивање вредности горње три константе, помоћу већег броја формула од три, у овом случају шест, имају овакав општи облик, према једначини (30):

$$\left.\begin{aligned} \Sigma y &= \Sigma A + B\Sigma x + C\Sigma x^2 \\ \Sigma xy &= A\Sigma x + B\Sigma x^2 + C\Sigma x^3 \\ \Sigma x^2y &= A\Sigma x^2 + B\Sigma x^3 + C\Sigma x^4 . \end{aligned}\right\} \tag{32}$$

Величине констаната су по тим једначинама

$$A = -14{,}493 \quad B = +2{,}427 \quad C = -0{,}118,$$

дакле приближно као горње, одређене на други начин.

Прорачунате вредности у ступцу (5) таблице 25 изведене су методом најмањих квадрада, односно једначином

$$t = -14{,}493 + 2{,}427h - 0{,}118h^2.$$

Слика 18 показује, графички, постепене промене јануарске температуре са висином у Целовачкој котлини. Крива је нацртана по прорачунавању методом најмањих квадрата, тј. по подацима у ступцу (5), а опажене температуре означене су круговима. Крива јасно показује како се температура, у нижим слојевима, прво нагло, а после спорије повећава са висином, да влада - дакле - инверзија, а изнад одређеног нивоа почиње нормално опадање температуре.

Питање, на којој се висини налази прекретна тачка *П*, решава се диференцијалним коефицијентом. Диференцијални коефицијенат неке функције раван је нули при екстремима. У овом случају је

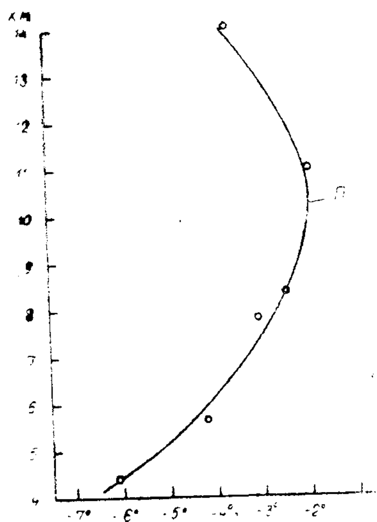
$$\frac{dt}{dh} = 2{,}427 - (2 \times 0{,}118\,h) = 2{,}427 - 0{,}236\,h\,.$$

Ако се стави да је та количина равна нули, дакле

$$\left(\frac{dt}{dh}\right)_{t_x} = 2{,}427 - 0{,}236\,h = 0, \quad \text{тада је} \quad (h)_{t_x} = \frac{2{,}427}{0{,}236} = 10{,}28 \text{ хм}.$$

То је висина прекретне тачке *П* у кривој температура-висина, тј. пресечни горњи ниво инверзије у овој котлини. Температура на тој висини је $-1{,}86^0$.

Помоћу добијене једначине методом најмањих квадрата, могу се одредити и температуре на разним висинама Целовачке котлине, рецимо у размацима од 10, 20 или 100 метара. Само се, у томе циљу, морају унапред одредити величине h и h^2. То је, понекад, потребно за разне практичне и научне сврхе.



Сл. 18. — Стварна опажања приказана општом једначином параболе

Наведеним једначинама за праву линију, хиперболу и параболу у §§ 30—32 омогућено је аналитичко уравнавање бројних низова. Оно је изражено кривима на сликама 16, 17 и 18, а диференције између опажених и прорачунатих вредности показане су у таблицама 23, 24 и 25.

33. **Механичко уравнавање бројних низова.** — Поступак механичког уравнавања (енгл. smoothing, нем. Ausgleichung, Glättung) употребљава се у случајевима, ако су средње промене неког елемента, на пример дневног или годишњег тока, неправилног изгледа. При томе се претпоставља да су те неправилности случајне, и да би се тим више смањивале, што је дужи период посматрања, а то је потпуно тачно. За уравнавање служе неколико разних метода [38]. Важнији за климатологе биће наведени у даљем излагању. Као пример за сваки од тих метода послужиће средње месечне температуре Београда у периоду од три године, 1940/42 (таблица 26). Оне се могу означити симболима x_1, x_2, $x_3 \ldots x_{12}$.

Метод 1) Узастопне суме од више непарних чланова подељене са бројем чланова.

(а) од три узастопна члана, према једначини

$$\bar{x}_1 = (x_{12} + x_1 + x_2):3; \quad \bar{x}_2 = (x_1 + x_2 + x_3):3; \quad \text{итд.},$$

где су $\bar{x}_1$, $\bar{x}_2$, итд., уравнате средње вредности, у замену са првобитнима x_1, x_2 итд. По томе је $\bar{x}_1 = [1{,}0 + (-4{,}7) + (-0{,}2)]:3 = -1{,}3^0$;

$$\bar{x}_2 = [(-4{,}7) + (-0{,}2) + 5{,}2]:3 = 0{,}1^0; \quad \bar{x}_3 = 5{,}5^0, \quad \text{итд.}$$

(б) од пет узастопних чланова:

$$\bar{x}_1 = (x_{11} + x_{12} + x_1 + x_2 + x_3):5 = (6{,}4 + 1{,}0 - 4{,}7 - 0{,}2 + 5{,}2):5 = 1{,}5^0$$

$$\bar{x}_2 = (x_{12} + x_1 + x_2 + x_3 + x_4):5 = (1{,}0 - 4{,}7 - 0{,}2 + 5{,}2 + 11{,}5):5 = 2{,}6^0$$

$$\bar{x}_3 = (x_1 + x_2 + x_3 + x_4 + x_5):5 = (-4{,}7 - 0{,}2 + 5{,}2 + 11{,}5 + 15{,}9):5 = 5{,}5^0$$

Метод 2) Узастопне суме са тежином, што значи да се члановима иза првог и пред последњим да већа вредност, даљима још већа. Често се употребе такви биномни коефицијенти као тежине за поједине чланове. Формула 2а) претставља најједноставнији случај: биномне коефицијенте степенованог бинома, тј. 1, 2, 1. Једначина биномних коефицијената гласи $(a + b)^n$. За $n = 2$ добија се горњи израз, за $n = 3$: 1, 3, 3, 1; за $n = 4$: 1, 4, 6, 4, 1; за $n = 6$: 1, 6, 15, 20, 15, 6, 1. По овоме се види да мало n условљава мали број чланова, па наравно само грубу приближност Гаусовом закону, велико n даје боље прилагођавање том закону. Ако је $n = 2$, збир свих тежина је $4 = 2^2$, ако је $n = 3$, збир је $8 = 2^3$, ако је $n = 4$, збир је $16 = 2^4$, итд.

Таблица 26. — Годишњи ток ваздушне температуре у Београду, период 1940/42, по мерењима (ср. вредн.) и разним формулама за уравнавање

месец симбол	I x_1	II x_2	III x_3	IV x_4	V x_5	VI x_6	VII x_7	VIII x_8	IX x_9	X x_{10}	XI x_{11}	XII x_{12}	колеб.
ср. вредн.	−4,7	−0,2	5,2	11,5	15,9	19,9	22,0	20,7	17,9	12,6	6,4	1,0	26,7
форм. 1а)	−1,3	0,1	5,5	10,9	15,8	19,3	20,9	20,2	17,1	12,3	6,7	0,9	22,2
" 1б)	1,5	2,6	5,5	10,5	14,9	18,0	19,3	18,6	15,9	11,7	6,6	3,0	17,8
" 2а)	−2,2	0,0	5,5	11,0	15,8	19,4	21,2	20,3	17,3	12,4	6,6	0,9	23,4
" 2б)	−0,8	0,8	5,5	10,8	15,5	19,0	20,5	19,8	16,8	12,2	6,9	1,6	21,3
" 3а)	−0,1	1,4	5,5	10,7	15,3	18,6	20,1	19,9	16,5	12,0	6,6	2,1	20,2
" 3б)	3,9	4,6	7,0	10,5	13,6	16,3	17,3	16,7	14,4	11,2	7,8	5,1	13,4

(а) $\bar{x}_1 = (x_{12} + 2\,x_1 + x_2) : 4 = (1{,}0 - 2 \times 4{,}7 - 0{,}2) : 4 = -2{,}1^0$

$$\bar{x}_2 = (x_1 + 2\,x_2 + x_3) : 4 = (-4{,}7 - 2 \times 0{,}2 + 5{,}2) : 4 = 0{,}0^0$$

$$\bar{x}_3 = (x_2 + 2\,x_3 + x_4) : 4 = (-0{,}2 + 2 \times 5{,}2 + 11{,}5) : 4 = 5{,}4^0, \quad \text{итд.}$$

(б) $\bar{x}_1 = (x_{11} + 4\,x_{12} + 6\,x_1 + 4\,x_2 + x_3) : 16 =$

$$= [6{,}4 + 4{,}0 + (-28{,}2) + (-0{,}8) + 5{,}2] : 16 = -0{,}8^0$$

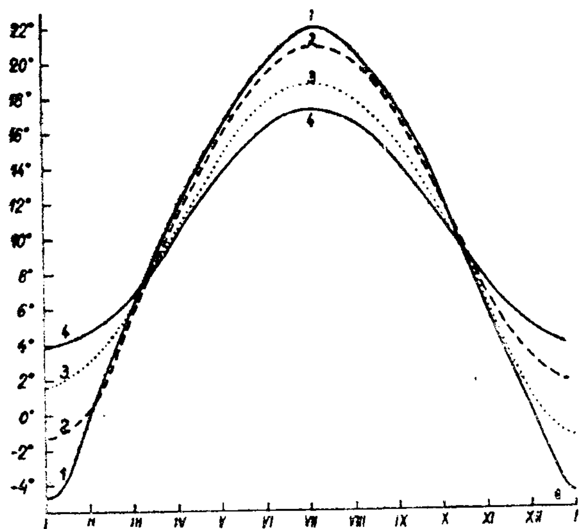
$$\overline{x}_2 = (x_{12}+4\,x_1+6\,x_2+4\,x_3+x_4):16 =$$
$$= [1{,}0+(-18{,}8)+(-1{,}2)+20{,}8+11{,}5]:16 = 0{,}8^0$$
$$\overline{x}_3 = (x_1+4\,x_2+6\,x_3+4\,x_4+x_5):16 =$$
$$=[(-4{,}7)+(-0{,}8)+31{,}2+46{,}0+15{,}9]:16 = 5{,}5^0$$

Метод 3) Узастопне суме са тежином, али не са биномним коефицијентом

(а) $$\overline{x}_1 = (x_{11}+2\,x_{12}+3\,x_1+2\,x_2+x_3):9 =$$
$$= [6{,}4+(2\times 1{,}0)+(3\times -4{,}7)+(2\times -0{,}2)+5{,}2]:9 = 0{,}1^0$$
$$\overline{x}_2 = (x_{12}+2\,x_1+3\,x_2+2\,x_3+x_4):9 =$$
$$= [1{,}0+(2\times -4{,}7)+(3\times -0{,}2)+(2\times 5{,}2)+11{,}5]:9 = 1{,}4^0$$
$$\overline{x}_3 = (x_1+2\,x_2+3\,x_3+2\,x_4+x_5):9 =$$
$$= [-4{,}7+(2\times -0{,}2)+(3\times 5{,}2)+(2\times 11{,}5)+15{,}9]:9 = 5{,}5^0$$

(б) $$\overline{x}_1 = (x_9+2\,x_{10}+3\,x_{11}+4\,x_{12}+5\,x_1+4\,x_2+3\,x_3+2\,x_4+x_5):25 =$$
$$= [17{,}9+(2\times 12{,}6)+(3\times 6{,}4)+(4\times 1{,}0)-(5\times 4{,}7)-(4\times 0{,}2)+$$
$$(3\times 5{,}2)+(2\times 11{,}5)+15{,}9]:25 = 3{,}9^0$$

Низове бројева треба уравнати само у случају неминовне потребе. Јер, треба нарочито истаћи да поступак уравнавања може уништити битна обележја низова бројева и довести до погрешних закључака. То вреди за случај годишњег тока ваздушне температуре у Београду, у периоду 1940/42, ако би се извело уравнавање употребом формуле 3б). Треба још поменути да се сигурније уравнате вредности добијају формулама са биномним коефицијентима, него са обичним коефицијентима, изузимајући формулу 1а).



Слика 19. — Годишњи ток ваздушне температуре у Београду, по мерењима и формулама за уравнавање

Уравнавање није потребно ако је период посматрања дужи од 10 узастопних година. Ако су периоди посматрања краћи, од 4 до 10 година, вредности се обично уравнавају формулом 2 а), дакле $(x_1+2\,x_2+x_3):4$, а код периода од три до једне године уравнавање се врши формулом 1а), дакле $(x_1+x_2+x_3):3$. Тако је поступио Траберт у своме великом делу о изотермама Аустрије [39].

Годишњи токови температуре у Београду, према мерењима и разним формулама уравнавања, приказани су графички на слици 19. Из ње се види како су криве све више спљоштене, што је већи број чланова за уравнавање. И таблица 26 показује како су годишња колебања све мања, што је већи број чланова у формулама уравнавања.

Да би се видело који је метод најповољнији за уравнавање 3-годишњих до 10-годишњих средњих температура изнеће се годишња колебања температуре за поједине деценије у Београду: 1891/900 23,5°, 1901/10 22,8°, 1911/20 20,3°, 1921/30 22,2°, 1931/40 23,3°, 1941/50 23,9°. Колебања се, дакле, мењају од 20° до 24°. Просечна вредност је 22,7°, и она најбоље одговара уравнавању по формули 1а) и формули 2а). Годишње колебање је таман за половину мање од колебања температуре по мерењима у периоду 1940/42 по уравнавању формулом 3б).

VI. ХАРМОНИЧКА АНАЛИЗА

34. **Опште напомене.** — Има много метеоролошких и климатолошких појава које се мењају периодски од дана до дана, од године до године. То се испољава нарочито јасно, ако се те промене изразе у средњим вредностима дугог периода посматрања. Велики број климатолошких елемената достиже своје екстремне вредности у временима око сунчевих највећих и најмањих подневних висина, са мањим или већим закашњењима. Периодске промене у сунчевим подневним висинама су физички узрок годишњим променама тих елемената, рецимо температуре, парног притиска или облачности. Дневни ток климатолошких елемената је обично сложеније природе, јер се дужине дана и ноћи постепено повећавају одн. смањују од екватора према стожернику, а максималне вредности достижу приликом солстиција.

Веома је важно, из поменутих разлога, да се периодски ток појединих елемената изрази математички. Знаменити Сер Виљем Томсен је указао на значај таквог поступка овим речима: „По моме мишљењу прво што треба учинити са посматрањима јесте да се редукују помоћу хармоничке анализе, како би постала корисна за научне циљеве“ [40]. Клаћење клатна је најобичнији облик периодске појаве, а синусоида је најједноставнија крива, која има особину сталног понављања. Али, има и сложенијих периодских појава, које се могу приказати спајањем обичних осцилација са различитим амплитудама и фазним временима. Доказе за то дао је Фурије.

35. **Анализа.** — Најприроднији математички израз за периодске појаве су тригонометриски редови, тј. редови синуса и косинуса. Енглези називају такав начин приказивања периодских појава хармоничком анализом, које се врши Фуријеовим редовима. Формула, која је усвојена за метеоролошка и климатолошка испитивања, има овакав облик:

$$y = a_0 + a_1 \sin(A_1 + x) + a_2 \sin(A_2 + 2x) + a_3 \sin(A_3 + 3x) + \ldots$$
$$\ldots + a_{n-1} \sin[A_{n-1} + (n-1)x]. \qquad (33)$$

У њој је a_0 аритметичка средина посматрања, док $a_1, a_2, a_3, \dots a_{n-1}$ претстављају **амплитуде**, тј. половине колебања належућих таласа. $A_1, A_2, A_3, \dots A_{n-1}$ зову се **фазни углови**; њима су одређена времена у којима настају екстреми. Симбол x означава **временски угао**. Овај се прорачунава једначином $x = \frac{360^0}{P}$, у којој је P дужина испитиваног периода. Ако је, например, $P = 12$ месеца, биће

$$x = \frac{360^0}{12} = 30^0, \qquad 2x = 60^0, \qquad 3x = 90^0, \qquad \text{итд.}$$

Ако је, напротив, $P = 24$ часа, тада је

$$x = \frac{360^0}{24} = 15^0, \qquad 2x = 30^0, \qquad 3x = 45^0, \qquad \text{итд.}$$

За прорачунавање констаната у једначини (33) мора се синус за збир два угла, $A + x$, разделити по познатом обрасцу

$$a \sin(A + x) = (a \sin A) \cos x + (a \cos A) \sin x. \tag{34}$$

Али, како су у једначинама $a \sin A = p$, $a \cos A = q$, вредности p и q константне, једначина (34) добија другачији облик

$$a \sin(A + x) = p \cos x + q \sin x. \tag{34a}$$

У том случају је

$$\frac{p}{q} = \operatorname{tg} A \qquad \text{и} \qquad \frac{p}{\sin A} = \frac{q}{\cos A} = a.$$

Могу се, такође, употребити и следеће једначине

$$p^2 + q^2 = a^2 \qquad \text{или} \qquad a = \sqrt{p^2 + q^2}.$$

Извршеним заменама по разрешеном синусном реду, једначина (33) добија нов изглед:

$$y = a_0 + p_1 \cos x + q_1 \sin x + p_2 \cos 2x + q_2 \sin 2x + \dots$$
$$\dots + p_{n-1} \cos(n-1)x + q_{n-1} \sin(n-1)x. \tag{35}$$

Ако се целокупни број посматрања означи са n, а сама посматрања по реду, или можда девијације од аритметичке средине, ако се означе са $u_0, u_1, u_2, \dots u_{n-1}$, добиће се методом најмањих квадрата следеће једначине за поједине константе:

$$
\left.
\begin{aligned}
p &= a_0 = [u_0 + u_1 + u_2 + u_3 + \ldots + u_{n-1}] : n, \text{ тј. аритметичка средина} \\
p_1 &= [u_0 \cos 0^0 + u_1 \cos x + u_2 \cos 2x + \ldots + u_{n-1} \cos (n-1)\, x] : \frac{n}{2} \\
q_1 &= [u_0 \sin 0^0 + u_1 \sin x + u_2 \sin 2x + \ldots + u_{n-1} \sin (n-1)\, x] : \frac{n}{2} \\
p_2 &= [u_0 \cos 0^0 + u_1 \cos 2x + u_2 \cos 4x + u_3 \cos 6x + \ldots + u_{n-1} \cos (n-1)\, 2x] : \frac{n}{2} \\
q_2 &= [u_0 \sin 0^0 + u_1 \sin 2x + u_2 \sin 4x + u_3 \sin 6x + \ldots + u_{n-1} \sin (n-1)\, 2x] : \frac{n}{2} \\
p_3 &= [u_0 \cos 0^0 + u_1 \cos 3x + u_2 \cos 6x + u_3 \cos 9x + \ldots + u_{n-1} \cos (n-1)\, 3x] : \frac{n}{2} \\
q_3 &= [u_0 \sin 0^0 + u_1 \sin 3x + u_2 \sin 6x + u_3 \sin 9x + \ldots + u_{n-1} \sin (n-1)\, 3x] : \frac{n}{2} \\
& \ldots \\
p_m &= [u_0 \cos 0^0 + u_1 \cos mx + u_2 \cos 2mx + u_3 \cos 3mx + \ldots + u_{n-1} \cos (n-1)\, mx] : \frac{n}{2} \\
q_m &= [u_0 \sin 0^0 + u_1 \sin mx + u_2 \sin 2mx + u_3 \sin 3mx + \ldots + u_{n-1} \sin (n-1)\, mx] : \frac{n}{2}
\end{aligned}
\right\} \quad (36)
$$

Речима се ово може објаснити овако: Ако је $n = 12$, по чему је $x = 360^0 : 12 = 30^0$, треба за добијање константе p_1 помножити прво посматрање u_0 са cos 0^0, друго посматрање u_1 са cos 30^0, треће u_2 са cos 60^0, четврто u_3 са cos 90^0, пето u_4 са cos $120^0 = -\cos 60^0$, итд. Затим се сви производи саберу и поделе се са $(12:2) = 6$, и тада је квоцијент p_1 одређен. Истим се поступком, са факторима синуса, одређује вредност за q_1, q_2, q_3, итд.

Полак је у својим радовима [41] дао изванредно згодан поступак за решавање једначина (35). Он је толико једноставан и јасан да су прорачунавања констаната сасвим лака. Овде ће се дати само коефицијенти за 24 и за 12 еквидистантних посматрања, ради објашњења Полаковог система. Прве вредности претстављају дневни, а друге, годишњи ток неког климатолошког елемента. Коефицијенти за прва четири члана Фурије-ових редова изнесени су у таблицама 27 и 28: Потребне таблице и задатке за ова рачунања дао је и Штумпф [41a].

Као што се види из бројева у овим таблицама, константе код дневног тока неког елемента могу се одређивати и таблицом 28 за вредности од по два узастопна парна часа. Ако би се, напротив, за годишњи ток дотичног елемента захтевала већа тачност, могле би се константе за полумесечне средње вредности прорачунавати по коефицијентима у таблици 27.

Потребно је споменути да средње часовне вредности одговарају 30-ом минуту сваког часа, ако су средње вредности између два узастопна часа изведене по сталном регистровању. Ако су, међутим, посматрања вршена тачно свакога часа, тада се средње вредности

Таблица 27. — Коефицијенти за прорачунавање 24 еквидистантне вредности код четири прва члана Фурије-ових редова

број	p_1	q_1	p_2	q_2	p_3	q_3	p_4	q_4
0	1	0	1	0	1	0	1	0
1	0,966	0,259	0,866	0,5	0.707	0,707	0,5	0,866
2	0,866	0,5	0,5	0,866	0	1	—0,5	0,866
3	0,707	0,707	0	1	—0,707	0,707	—1	0
4	0,5	0,866	—0,5	0,866	—1	0	—0,5	—0,866
5	0,259	0,966	—0,866	0,5	—0,707	—0,707	0,5	—0,866
6	0	1	—1	0	0	—1	1	0
7	—0,259	0,966	—0,866	—0,5	0,707	—0,707	0,5	0,866
8	—0,5	0,866	—0,5	—0,866	1	0	—0,5	0,866
9	—0,707	0,707	0	—1	0,707	0,707	—1	0
10	—0,866	0,5	0,5	—0,866	0	1	—0,5	—0,866
11	—0,966	0,259	0,866	—0,5	—0,707	0,707	0,5	—0,866
12	—1	0	1	0	—1	0	1	0
13	—0,966	—0,259	0,866	0,5	—0,707	—0,707	0,5	0,866
14	—0,866	—0,5	0,5	0,866	0	—1	—0,5	0,866
15	—0,707	—0,707	0	1	0,707	—0,707	—1	0
16	—0,5	—0,866	—0,5	0,866	1	0	—0,5	—0,866
17	—0,259	—0,966	—0,866	0,5	0,707	0,707	0,5	—0,866
18	0	—1	—1	0	0	1	1	0
19	0,259	—0,966	—0,866	—0,5	—0,707	0,707	0,5	0,866
20	0,5	—0,866	—0,5	—0,866	—1	0	—0,5	0,866
21	0,707	—0,707	0	—1	—0,707	—0,707	—1	0
22	0,866	—0,5	0,5	—0,866	0	—1	—0,5	—0,866
23	0,966	—0,259	0,866	—0,5	0,707	—0,707	0,5	—0,866

Таблица 28. — Коефицијенти за прорачунавање 12 еквидистантних вредности код четири прва члана Фурије-ових редова

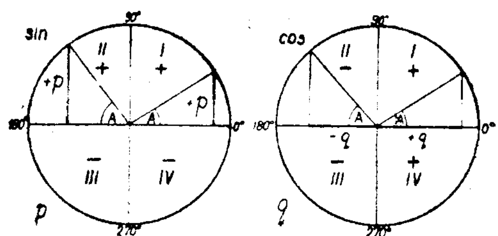
број	p_1	q_1	p_2	q_2	p_3	q_3	p_4	q_4
0	1	0	1	0	1	0	1	0
1	0,866	0,5	0,5	0,866	0	1	—0,5	0,866
2	0,5	0,866	—0,5	0,866	—1	0	—0,5	—0,866
3	0	1	—1	0	0	—1	1	0
4	—0,5	0,866	—0,5	—0,866	1	0	—0,5	0,866
5	—0,866	0,5	0,5	—0,866	0	1	—0,5	—0,866
6	—1	0	1	0	—1	0	1	0
7	—0,866	—0,5	0,5	0,866	0	—1	—0,5	0,866
8	—0,5	—0,866	—0,5	0,866	1	0	—0,5	—0,866
9	0	—1	—1	0	0	1	1	0
10	0,5	—0,866	—0,5	—0,866	—1	0	—0,5	0,866
11	0,866	—0,5	0,5	—0,866	0	—1	—0,5	—0,866

односе на одређени час. Средње месечне вредности, с друге стране, одговарају средњем месечном датуму: 14, 15 или 16, према његовој дужини.

За бројеве у првом ступцу обе таблице треба споменути ово. У таблици 27 је поноћ означена са 0=24. Сваки даљи број у тој таблици даје одговарајуће часове дана. На пример, број 7 значи 7 часова ујутру, број 16, опет, 4 часа по подне. Другачије је у таблици 28. Ту бројем 8 није означен август, већ септембар, пошто је 0 ознака месеца јануара.

У ступцима p_1, q_1, p_2, q_2, итд. таблицâ 27 и 28 уписани су коефицијенти са којима треба помножити одговарајуће вредности појединих часова, одн. појединих месеца. Например, са унесеним девија-

цијама у ступцу 4 таблице 29 треба овако поступити: код броја 5 у ступцу (2) (месец јун) треба девијацију од 14 помножити са вредностима код броја 5 у таблици 28, и то за p_1, q_1, p_2, q_2, дакле $p_1 = 14 \times -0{,}866$, $q_1 = 14 \times 0{,}5$ $p_2 = 14 \times 0{,}5$ $q_2 = 14 \times -0{,}866$, итд. Када је све ово свршено, вредности у ступцима p_1, q_1, итд. саберу се, али се при томе мора узети у обзир и знак пред сваком вредношћу. Затим се добијени збирови поделе са $(n:2)$, дакле $24:2=12$ за период од 24 часа, и $12:2=6$ за период од 12 месеца. Тиме су одређене и константе p_1, q_1, итд.



Слика 20. — Цртеж за одређење положаја фазног угла

Пошто су одређене све константе p и q, лако се могу прорачунати фазни угао A и амплитуда a, према раније наведеним једначинама. Ради тачног одређења фазног угла може послужити приложени цртеж слика 20. Могуће комбинације код p и q, за које треба одредити фазни угао, јесу ове: 1) $+p\ +q$, 2) $+p\ -q$, 3) $-p\ -q$, 4) $-p\ +q$. Те комбинације омогућавају да се стварни фазни углови непосредно израчунају и да се одреди положај у коме се квадранту налазе, према овој схеми:

1) $A = A_{++}$ дакле је A у I квадранту,

2) $A = 180^0 - A_{+-}$ дакле је A у II квадранту,

3) $A = 180^0 + A_{--}$ дакле је A у III квадранту,

4) $A = 360^0 - A_{-+}$ дакле је A у IV квадранту.

После ових општих излагања даће се практичан пример [42] како се одређују константе, са потребним објашњењима (таблица 29).

Таблица 29. — Хармоничка анализа годишњег тока релативног трајања осунчавања S у % (по В. Конраду)

месец (1)	број еквидист. (2)	% (3)	девијације (4)	p_1 (5)	q_1 (6)	p_2 (7)	q_2 (8)
I	0	25	—19	—19,0	0,0	—19,0	0,0
II	1	39	—5	—4,330	—2,5	—2,5	—4,330
III	2	47	3	1,5	2,598	—1,5	2,598
IV	3	45	1	0,0	1,0	—1,0	0,0
V	4	53	9	—4,5	7,794	—4,5	—7,794
VI	5	58	14	—12,124	7,0	7,0	—12,124
VII	6	62	18	—18,0	0,0	18,0	0,0
VIII	7	58	14	—12,124	—7,0	7,0	12,124
IX	8	54	10	—5,0	—8,660	—5,0	8,660
X	9	41	—3	0,0	3,0	3,0	0,0
XI	10	29	—15	—7,5	12,900	7,5	12,990
XII	11	19	—25	—21,650	12,5	—12,5	21,650
ср. вр. (a_0)		44,2	Σ =	—102,728	28,722	—3,5	33,774

Збирови у ступцима 5 до 8 таблице 29 поделе се са ($n:2$), у сагласности са формулама (36). Пошто је, у горњем примеру, $n=12$, добиће се за p_1, q_1, p_2, q_2 и за одговарајуће логаритме следеће вредности:

$p_1 = -17{,}121 \qquad \log p_1 = 1{,}2335$
$q_1 = \quad 4{,}787 \qquad \log q_1 = 0{,}6801$

$\log \operatorname{tg} A_1 = 0{,}5534$

по томе је $(A_1) = 74^0\,22'$

али, пошто је $A_- + A_1 = 235^0\,38'$

$\log p_1 = 1{,}2335$
$\log \sin A_1 = 9{,}9836 - 10$

$\log a_1 = 1{,}2499$
$a_1 = 17{,}8$

$p_2 = -0{,}583 \qquad \log p_2 = 9{,}7657 - 10$
$q_2 = \quad 5{,}629 \qquad \log q_2 = 0{,}7504$

$\log \operatorname{tg} A_2 = 9{,}0153$
$(A_2) = 5^0\,55'$
$A_2 = 354^0\,5'$

$\log p_2 = 9{,}7657 - 10$
$\log \sin A_2 = 9{,}0132 - 10$

$\log a_2 = 0{,}7525$
$a_2 = 5{,}7$

Како је p у оба случаја, и код оба члана, негативно, а q позитивно, фазни угао A налази се у IV квадранту.

36. **Прорачунавање једначине.** — На основу горе одређених вредности за амплитуде a и за фазне углове A добија се једначина годишњег тока релативног осунчавања по општој једначини (33), која гласи овако:

$$S = 44 + 17{,}8 \sin(286^0 + x) + 5{,}7 \sin(354^0 + 2x) + \ldots$$

Даљи је задатак да се прорачунају константе углова, помоћу којих се одређује релативно осунчавање свакога месеца. При томе се поступа овако: Код првог члана се фазни угао за сваки даљи месец повећава за по 30^0. Како је за јануар, почетак годишњег периода, фазни угао $-74^0\,22'$, он се до фебруара повећа за 30^0, дакле износи $-44^0\,22'$, у марту се повећа за исту вредност, дакле на $-14^0\,22'$, итд. Код другог члана су разлике по 60^0. Фазни угао је у јануару, почетку годишњег периода, $-5^0\,55'$, па се у фебруару повећа на $54^0\,05'$, дакле за 60^0, итд. Начин овог прорачунавања изнесен је у таблици 30. Ту су прво уписани фазни углови првог и другог члана (стубац 3 и 4), затим вредности целог првог и другог члана за сваки месец (стубац 5 и 6), које се морају одредити помоћу података у ступцима 3 и 4. Уписане вредности у таблици 30, стубац 5, добију се на овај начин: За сваки фазни угао од јануара до јуна одреди се $\log \sin A_1$, јер у даљим месецима постоје исте вредности са супротним знаком, а испод тога се упише $\log a$, дакле

	I	II	III	IV	V	VI
$\log \sin A_1$	9,9836	9,8446	9,3947	9,4306	9,8542	9,9862
$\log a_1$	1,2499	1,2499	1,2499	1,2499	1,2499	1,2499
	1,2335	1,0945	0,6446	0,6805	1,1041	1,2361
N	− 17,12	− 12,43	− 4,41	− 4,79	12,71	17,22

Величине оба логаритма се саберу, а помоћу ових збирова одреде се одговарајући нумеруси. На исти начин се одреде нумеруси логаритма и за други члан.

Из таблице 30 се види да се опажене и прорачунате вредности доста подударају; просечна разлика је тек $\pm$ 1,9 (стубац 9).

Брент је поставио једначину, којом се одређује да ли је потребно прорачунавати и даље чланове Фуријеових редова, или није [43]. Она гласи овако:

$$\sigma_1^2 = \sigma^2 - \frac{1}{2}(a_1^2 + a_2^2 + a_3^2 + \ldots)\,. \tag{37}$$

У овој једначини је σ^2 варијанса (једначина 11 у § 16) вредности које треба анализирати, а то су — за наведени пример — девијације у ступцу 4 таблице 29.

По подацима је

$$\sigma^2 = \frac{\Sigma d^2}{n} = \frac{2152}{12} = 179\,.$$

С друге стране је

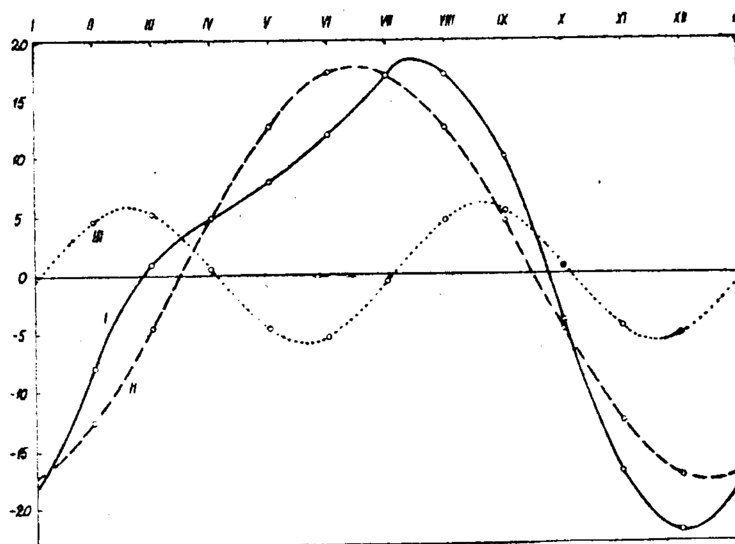
$$\frac{1}{2}(a_1^2 + a_2^2) =$$

$$= \frac{1}{2}\,(17{,}8^2 + 5{,}7^2) = 174{,}6.$$

На основу тога је

$$\sigma_1^2 = 179 - 174{,}6 = 4{,}4.$$

Другачије речено, σ_1^2 је тек 2,5% од σ^2. То указује да нису потребни даљи чланови Фуријеових редова.



Сл. 21. — Пример налегања два таласа: I — прорачунато, II — 12-омесечни талас, III — 6-омесечни талас

Таблица 30. — Прорачунавање месечних констаната једначином за S у таблици 29

месец (1)	x^0 (2)	(A_1+x) (3)	(A_2+2x) (4)	$17.8 \sin(A_1+x)$ (5)	$5.7 \sin(A_2+2x)$ (6)	прор. (7)	опаж. (8)	О-П (9)
I	0	−74° 22′	− 5° 55	−17,1	−0,6	−18	−19	−1
II	30	−44 22	54 05	−12,4	4,6	−8	−5	3
III	60	−14 22	65 55	−4,4	5,2	1	3	2
IV	90	15 38	5 55	4,8	0,6	5	1	−4
V	120	45 38	−54 05	12,7	−4,6	8	9	1
VI	150	75 38	−65 55	17,2	−5,2	12	14	2
VII	180	74 22	−5 55	17,1	−0,6	17	18	1
VIII	210	44 22	54 05	12,4	4,6	17	14	−3
IX	240	14 22	65 55	4,4	5,2	10	10	0
X	270	−15 38	5 55	−4,8	0,6	−4	−3	1
XI	300	−45 38	−54 05	−12,7	−4,6	−17	−15	2
XII	330	−75 38	−65 55	−17,2	−5,2	−22	−25	−3

Приложена слика 21 показује како се налегањем 6-омесечног таласа (таблица 30, стубац 6) на 12-омесечни талас (стубац 5) развија прорачунати талас, односно прорачунати облик годишњег тока релативног трајања осунчавања (стубац 7).

37. — **Олакшан поступак рачунања.** — Фазни углови и амплитуде могу се много брже и лакше прорачунати начином, који је употребљен у Француској [44]. Поступак при томе је овакав: Из таблице 28, у коју су уписане вредности тригонометриских функција, или коефицијенти за константе p_1, q_1 итд., одреди се који бројеви еквидистанција имају исте позитивне и исте негативне вредности одређене функције. Бројеви са првим вредностима се саберу, а исто тако и бројеви са другим вредностима, затим се од првог збира одузме други, а добијена диференција се помножи одговарајућом вредношћу коефицијента. Јасније ће то показути пример за константу p_1. Исте позитивне коефицијенте од 0,866 имају бројеви 1 и 11, а исте негативне вредности, бројеви 5 и 7. Сада се у таблици 29, стубац 3, потражи колика су релативна трајања осунчавања за исте бројеве еквидистанција, односно месеца. Дакле,

$$\underbrace{\begin{matrix}(1)+(11)\\ 39+19\end{matrix}}_{58}\quad \text{мање}\quad \underbrace{\begin{matrix}(5)+(7)\\ 58+58\end{matrix}}_{116}\qquad 58 - 116 \;\ldots = -58\times 0{,}866 = -50{,}2.$$

При одређивању се полази од мањих према већим вредностима коефицијената. Али се вредности од 0 не узимају, јер су и производи увек равни нули. На тај начин је поступак за

прорачунавање p_1

$$\underbrace{\begin{matrix}(2)+(10)\\ 47+29\end{matrix}}_{76}\quad \text{мање}\quad \underbrace{\begin{matrix}(4)+(8)\\ 53+54\end{matrix}}_{107}\qquad 76 - 107 \;\ldots = -31\times 0{,}5 = -15{,}5$$

$$\underbrace{\begin{matrix}(1)+(11)\\ 39+19\end{matrix}}_{58}\quad \text{мање}\quad \underbrace{\begin{matrix}(6)+(7)\\ 58+58\end{matrix}}_{116}\qquad 58 - 116 \;\ldots = -58\times 0{,}866 = -50{,}23$$

$$\begin{matrix}(0)\\ 25\end{matrix}\quad \text{мање}\quad \begin{matrix}(6)\\ 62\end{matrix}\qquad 25 - 62 \;\ldots = -37\times 1 = -37{,}0$$

$$\Sigma = -102{,}73$$

$$p_1 = (\Sigma : 6) = (-102.73 : 6) = -17{,}121$$

прорачунавање q_1

$$\underbrace{\begin{matrix}(1)+(5)\\ 39+58\end{matrix}}_{97}\quad \text{мање}\quad \underbrace{\begin{matrix}(7)+(11)\\ 58+19\end{matrix}}_{77}\qquad 97 - 77 \;\ldots = 20\times 0{,}5 = 10{,}0$$

(2) + (4) мање (8) + (10)
47 + 53 ... 54 + 29

100 — 83 ... $= 17 \times 0{,}866 = 14{,}72$

(3) мање (9)

45 — 41 ... $= 4 \times 1 = 4.0$

$\Sigma_1 = 28{,}72$

$$q_1 = (\Sigma_1 : 6) = (28{,}72 : 6) = 4{,}787$$

прорачунавање p_2

(1) + (5) + (7) + (11) мање (2) + (4) + (8) + (10)
39 + 58 + 53 + 19 ... 47 + 53 + 54 + 29

174 — 183 $= -9 \times 0{,}5 = -4{,}5$

(0) + (6) мање (3) + (9)
25 + 62 ... 45 + 41

87 — 86 ... $= 1 \times 1 = 1{,}0$

$\Sigma_2 = -3{,}5$

$$p_2 = (\Sigma_2 : 6) = (-3{,}5 : 6) = -0{,}583$$

прорачунавање q_2

(1) + (2) + (7) + (8) мање (4) + (5) + (10) + (11)
39 + 47 + 58 + 54 ... 53 + 58 + 29 + 19

198 — 159 $= 39 \times 0{,}866 = 33{,}774$

$\Sigma_3 = 33{,}774$

$$q_2 = (\Sigma_3 : 6) = (33{,}774 : 6) = 5{,}629$$

Као што се види, резултати су сасвим исти, као што су раније одређени при крају § 35. Сада би требало, помоћу логаритама, одредити и фазне углове, дакле величине A, и амплитуде, величине a.

Екхарт даје, такође, једноставну схему прорачунавања помоћу хармоничке анализе [44а]. У томе раду је, поред осталог, опширно објашњена досад запостављена примена овог метода на векторске величине, каква је нарочито ветар.

38. **Релативне амплитуде и време екстремних вредности.** — По начину извођења констаната хармоничком анализом излази да су амплитуде $a_1, a_2, \ldots$ дате у јединицама девијација. Али, износ сваке амплитуде зависан је од величине аритметичке средине. Међутим је за неке сврхе потребно да се амплитуде ослободе од тога утицаја, и да се прикажу у релативној вредности. То се може једноставно учинити, ако се амплитуде изразе у процентима аритметичке средине, дакле по једначини

$$a_r = 100\, a_i : a_0, \tag{38}$$

у којој је a_0 аритметичка средина, a_i било која амплитуда.

По подацима у наведеном примеру (§ 35, таблица 29 и даље прорачунавање), добија се

за a_1 релативна вредност од $a_{r,1} = (100 \times 17{,}8) : 44{,}2 = 40{,}3\%$,
за a_2 „ „ „ $a_{r,2} = (100 \times 5{,}7) : 44{,}2 = 12{,}9\%$.

Другим речима, амплитуда од 17,8 одговара релативној вредности од 40,3%, док амплитуда од 5,7 одговара релативној амплитуди од 12,9%.

Време у коме се појаве екстремне вредности појединих саставних таласа код хармоничке анализе, тј. 12-омесечног, 6-омесечног, 4-омесечног, итд. таласа, може се прорачунати једначином

$$ix + A = 90^0 = 450^0, \qquad (39)$$

у којој је i број члана Фурије-ових редова.

Код примера у таблици 29 је $A_1 = 286^0$, $i = 1$, а по томе је

време појаве максимума $= x + A_1 = x + 286^0 = 450^0$,

или $x_{max} = 450^0 - 286^0 = 164^0$.

За време настанка минимума добије се

$$x_{min} = 164^0 + 180^0 = 344^0.$$

Пошто је за пример узет годишњи период релативног трајања осунчавања, јасно је да углу од 360^0 одговара просечно трајање године од 365,25 дана. То значи да се одређени угао у степенима мора помножити са 1,0146д (= 365,25д : 360^0) да би се изразио у одговарајућем дану године. Не сме се заборавити да добијеном датуму треба додати још 16, јер се средња вредност првог годишњег месеца, тј. јануара, односи на његов 16 дан (§ 35).

Напред је наведено да је $x_{max} = 164^0$. По томе је $164 \times 1{,}0146 = 166$; другим речима, теме 12-омесечног таласа настаје у $166 + 16 = 182$ годишњем дану, а то је 1 јул.

Код 6-омесечног таласа је $A_2 = 354^0$, $i = 2$,

дакле је $ix + A_i = 2x + 354^0 = 450^0$

и даље $x = (450^0 - 354^0) : 2 = 48^0$.

Пошто је $48 \times 0{,}146 = 49$, настаће први максимум у $49 + 16 = 65$ годишњем дану, тј. 6 марта. Време другог максимума је $(48^0 + 180^0) = 228^0$, односно, $228 \times 1{,}0146 = 231 + 16 = 247$ годишњи дан, а то је 4 септембар, тачно за половину године касније.

Теме долине код 6-омесечног таласа настаје у времену

$$x_{1,min} = 48^0 + 90^0 = 138^0$$

и

$$x_{2,min} = 138^0 + 180^0 = 318^0,$$

а по томе су датуми њихове појаве 140 + 16 = 156, одн. 5 јун, и 323 + 16 = 339, односно 5 децембар. Ту је, опет, разлика између сба датума тачно половина године.

Наравно, почетни датум се може изабрати произвољно. Тако, на пример, хидролошка година почиње почетком главног кишног доба, а овај је различит у разним климатским областима, тј. настаје у различита времена.

ДРУГИ ДЕО

ПРИКАЗ ОБЕЛЕЖАЈНИХ ЦРТА КОД РАЗНИХ ЕЛЕМЕНАТА

Првом делу био је задатак да прикаже начин како се методима математичке статистике одређују карактеристике сваког низа бројева, са ограничењем да су биле посматране скаларне, а не векторске количине. При томе се показало колико се разних карактеристика истог промењљиног елемента добија употребом неких математичких метода, и колико исцрпно се може анализирати поменути елеменат.

Овај део треба да прикаже друга важна обележја неких елемената, која многима нису довољно позната. Нека обележја разних елемената одређују се истим методима. Они се неће понављати, него ће се применити само на један елеменат, па је то лако употребити и код осталих.

I. ТЕМПЕРАТУРА

39. **Обележја топлотног стања некога места.** — Ваздушна температура, као непосредно дејство сунчевог зрачења и терестриског израчивања, најзначајнији је елеменат климатологије.

Најкраћи израз, који карактерише топлотно стање некога места, дат је средњом годишњом температуром. Али је утврђено да годишња температура није постојана; она се мења, и у истом месту, од године до године ма да у сразмерно уским границама. Постоје, наиме, секуларна колебања, као што се види из таблице 31, у којој су изнесене годишње температуре Загреба у периоду од 90 година.

Таблица 31. — Годишње температуре ваздуха у Загребу, у периоду 1862/1951

година	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1860			12,2	**13,0**	*9,6*	11,5	12,1	11,8	12,7	11,8
1870	10,4	10,0	12,5	11,8	10,9	10,1	10,7	11,4	11,3	10,3
1880	10,7	9,9	11,7	10,3	10,9	11,6	11,4	10,6	10,0	10,3
1890	10,6	10,2	10,9	10,5	11,2	10,4	10,5	11,1	11,7	11,1
1900	11,6	10,7	10,5	11,4	11,8	11,1	11,2	11,4	10,5	11,1
1910	11,8	12,0	10,9	11,3	10,5	11,3	12,5	11,1	11,6	11,0
1920	12,0	12,1	11,0	11,9	10,8	11,5	12,1	12,1	11,8	10,6
1930	12,4	11,1	11,0	10,4	12,6	11,7	12,1	11,8	11,8	12,1
1940	9,7	10,5	10,8	12,1	11,2	12,1	12,4	12,0	12,0	12,3
1950	12,6	12,6								

Разлика између најтоплије (13,0°, 1863) и најхладније године у Загребу (9,6°, 1864) износи свега 3,4°; она је знатно мања од разлике код неког летњег и зимског месеца у истом периоду посматрања.

По томе излази да је за сигурније одређење средње годишње температуре потребан доста дуги низ година посматрања. Поред тога влада, као опште правило, да је за ово потребан тим већи број година посматрања, што се даље иде од екватора према половима и од океана према унутрашњости континента. Узрок томе је, што су разлике у температури истих месеца у разним годинама све веће, што је виша ширина и што је континенталнији неки предео. Тога ради се, у истим правцима, знатно мења и средња годишња температура. Ево неколико примера:

место	шир.	duж.	год. темп.
Сторе (Шпицберг)	76,5°	16,5°	– 5,9°
Верхојанск (СССР)	67,6	133,4	–16,1
Торсхавн (Ферска О.)	66,0	– 6,7	6,3
Камишин (СССР)	50,1	45,4	6,6
Истамбул (Турска)	41,0	28,5	14,3
Масауа (Еритреја)	15,6	37,4	30,2

Ове вредности показују, поред осталог, да је годишње топлотно стање ваздуха готово исто у Торсхавну, на пучини Атланског Океана, и у Камишину, на доњем току Волге, јер имају подједнаку годишњу температуру. Међутим, ова није ни близу довољна за опште обележје топлотних услова у та два места, пошто ваздушна температура подлежи, у току године, периодским колебањима, тим знатније, што је место на вишој ширири и удаљеније од океана. Те промене у годишњем току могу се најкраће изразити средњим месечним температурама. Ако се Торсхавн и Камишин посмотре са тога гледишта, видеће се да код њих постоје веома знатне разлике у температури екстремних месеца:

месец:	најтоплији		најхладнији		колебање
Торсхавн	3,0°	III	10,6°	VII	7,6°
Камишин	– 10,8	I	24,0	VII	34,8
разлика Т—К	13,8		– 13,4		– 27,2

С друге стране су Торсхавн и Верхојанск на подједнакој ширини, али за 140° различитој дужини. Прво место има, термички, потпуно маритимне, друго екстремно континенталне услове, што се истиче и у разлици између најхладнијег и најтоплијег месеца:

месец:	најтоплији		најхладнији		колебање
Торсхавн	3,0°	III	10,6°	VII	7,6°
Камишин	– 50,1	I	15,1	VII	65,2
разлика Т—В	53,1		– 4,5		– 57,6

Ту су разлике још знатно веће, него у првом примеру. Брукс је готово исто утврдио, али на сасвим другачији начин, за два места у Енглеској, што је наведено у § 10.

Промене у годишњем току температуре могу се приказати најједноставније и веома јасно мало пре показаним годишњим колебањем температуре.

Годишњи ток ваздушне температуре може се подробније пратити ако се, уместо месеца, узму краћи периоди времена, декаде или пентаде, тј. десетодневне или петодневне средње температуре, а још у већој мери помоћу средњих дневних вредности.

За климатолошке радове, као и за практичне потребе, важне су, поред досад наведених величина, екстремне вредности. Ту се разликују средњи дневни екстреми, средњи месечни екстреми и апсолутни екстрем и ваздушне температуре, са одговарајућим колебањима. Средњи дневни екстреми добијају се из највише и најниже опажене температуре у току 24 часа на максимум и минимум термометру, за све дане

Таблица 32. — Месечни и годишњи максимуми и минимуми температуре у Београду, у периоду 1921—1950, са колебањима

година	јануар			јул			година		
	макс.	мин.	кол.	макс.	мин.	кол.	макс.	мин.	кол.
1921	16,8°	—8,3°	25,1°	37,3°	11,4°	25,9°	**41,8°**	—9,0°	50,8°
22	8,7	—10,5	19,2	37,3	9,7	27,6	39,3	—22,6	61,9
23	9,9	—11,4	23,1	37,0	11,6	25,4	40,1	—16,5	56.6
24	6,3	—14,5	20,8	35,4	10,4	25,0	35,4	—14,5	49,9
25	12,7	—6,8	19,5	33,3	12,8	20,5	36,1	—16,7	52,8
26	9.9	—10,9	20,8	*30,9*	10,5	*20,4*	*32,5*	—10,9	*43,4*
27	15,2	—6,5	21,7	37,6	11,9	25,7	38,4	—18,6	57,0
28	10,6	—12,2	22,8	38,5	12,5	26,0	39,1	—12,2	51,3
29	14,7	—14,0	28,7	34,2	10,9	23,3	35,4	—**25,5**	60,9
1930	14,5	—6,5	21,0	37,4	11,8	25,6	37,4	—*8,1*	45,5
31	14,2	—7,6	21,8	39,2	12,5	26,7	39,2	—12,4	51,6
32	13,9	—12,0	25,8	34,5	13,9	20,6	34,8	—18,1	52,9
33	15,5	—19,0	**34,5**	34,5	9,3	25,3	35,1	—19,3	54,4
34	11,2	—6,9	*18,1*	35,3	10,7	24,6	35,3	—10,7	46,0
35	8,0	—15,5	23,5	35,2	11,0	24,2	38,5	—20,4	58,9
36	19,4	—*2,5*	21,9	**39,4**	13,6	25,8	39,4	—15,0	54,4
37	14,0	—11,2	25,2	33,7	10,6	23,1	35,7	—11,2	46.9
38	12,6	—19,5	32,1	36,5	12,8	23,7	36,7	—19,5	56,2
39	**19,8**	—8,8	28,6	38.0	9,7	**28,3**	38,0	—15,8	53,8
1940	*3,9*	—16,2	20,1	32,7	11,9	20,8	32,7	—17,8	50,5
41	15,9	—10,2	26,1	33,3	11,5	21,8	33,3	—15,1	48,4
42	7,3	—23,8	31,1	36,0	13,1	22,9	36,0	—23,8	59,8
43	9,8	—13,0	22,8	37,0	12,0	25,0	37,1	—13,0	50,1
44	13,1	—7,4	20,5	33,6	12,5	21,1	35,5	—10,6	46,1
45	7,7	—13,0	20,7	36,1	11,8	24,3	36,1	—13,0	49,1
46	14,2	—11,0	25,2	37,1	13,5	23,6	**41,8**	—12,2	54,0
47	4,5	—**24,5**	29,0	36,5	13,2	23,3	38,2	—24,5	**62,7**
48	16,9	—9,2	26,1	32,3	*8,3*	24,0	36,7	—12,3	49,0
49	15,7	—7,8	23,5	33,7	10,2	23,5	35,7	—11,8	47,5
1950	12,6	—14,0	26,6	39,2	**14,7**	24,5	39,2	—16,3	55,5
збир	369,5	—354,7	724,2	1072,7	350,3	722,4	1110,5	—467,4	1577,9
сред.	12,3	— 11,8	24,1	35,8	11,7	24,1	37,0	— 15,6	52,6
колеб.	15,9	22,0	16,4	8,5	6,4	7,9	9,3	17,4	19,3

одређеног месеца у једној години или у већем броју година. **Средњи месечни екстреми** одреде се помоћу највише и најниже опажене температуре на максимум и минимум термометру у истом месецу узастопних година. Њихове разлике означују **средње апсолутно месечно колебање** температуре. Као пример су узете највише и најниже опажене температуре сваког јануара, јула и године у периоду 1921—1950, по подацима Београда (таблица 32).

По вредностима у овој таблици излази да је, у периоду од 30 година, средњи јануарски месечни максимум температуре 12,3°, средњи месечни минимум −11,8°, а колебање средњих месечних екстрема 24,1°. Апсолутно колебање температуре у јануару још је знатно веће 44,3°, јер је апсолутни максимум 19,8° (1939), апсолутни минимум −24,5° (1947). У јулу је средњи месечни максимум 35,8°, средњи месечни минимум 11,7°, а средње колебање месечних екстрема 24,1°. С друге стране је апсолутни јулски максимум температуре 39,4°, апсолутни минимум 8,3°, док је апсолутно колебање 31,1°. Разлике су још веће код годишњих средњих и апсолутних екстрема температуре. Апсолутно годишње колебање температуре у последња три деценија износи 67,3°.

Дневна колебања температуре, било периодска или непериодска, важна су за органски свет. Практични значај има прорачунавање вероватноће одређених степена хладноће и највиших степена топлоте; датума у којима, просечно, почиње и престаје одређена температура; просечно трајање толике и више, односно ниже температуре; честина одређене температуре у неком месецу или годишњем добу; разне врсте променљивости температуре, нарочито велике међудневне промене у температури; таласи хладноће и топлоте. О некима од ових проблема дати су потребни подаци раније (§ 15, таблица 7, и §§ 24—27), а о некима ће се расправљати доцније (§§ 42—45).

Резултат прорачунавања температурних прилика не сме, по својој тачности, заостајати иза тачности у посматрању, одн. мерењу. Другим речима, при расправљању о ваздушним температурама морају се увек узимати у обзир и десетине степена. Стотинити делови имају само рачунску вредност; њима се служи тек у специјалним расправама, на пример ако се испитују услови дневних промена температуре у дубљим слојевима тла. Ту су колебања и онако незнатна, а према дубини се нагло смањују.

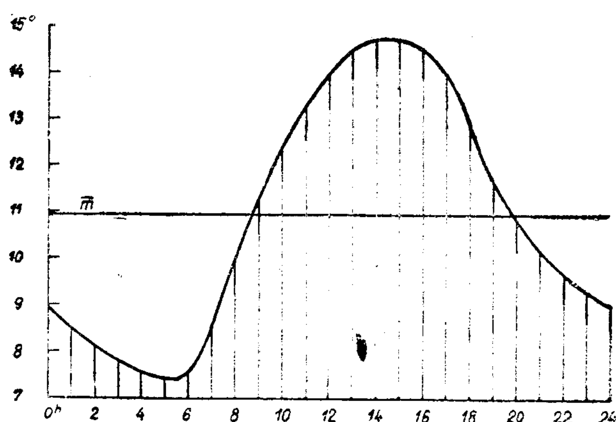
Основне податке за температурне таблице дају аритметичке средине појединих часова, појединих дана, месеца и година.

40. **Одређење стварне средње температуре.** — Часови су најмање временске јединице за које се одређују средње температуре. Ове су најтачније ако се употребе подаци са термографа. Слика 22 приказује дневни ток температуре у Београду за месец април, односно за средњи датум тога месеца, на основу непосредњих мерења у периоду 1891—1912. Подаци су изнесени у таблици 33. Средња температура је обележена ординатом одн. висином правоугаоника; она је равна површини између криве (горе), апсцисе (доле), постављене код температуре од 7°, и граничних ордината (на странама). Та површина се обично мери планиметром, а као јединица се узме 0,25 квадр. см. Овај метод интеграције је тачан, али захтева доста времена и веома пажљиво мерење.

У пракси се долази до исте средње вредности обичним рачунањем. Средње температуре свих часова се саберу, а збир се подели са 24. На тај је начин средња температура априла у Београду (261,7 : 24) = 10,90°.

Таблица 33. — Часовне температуре месеца априла у Београду (период 1891/1912)

часови	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	ср. вред.
пре подне	8,5	8,2	7,9	7,6	*7,4*	7,5	8,6	9,8	11,1	12,3	13,2	14,0	
по подне	14,5	14,6	*14,7*	14,5	13,9	12,9	11,7	10,8	10,1	9,7	9,3	8,9	10,90°



Сл. 22. — Дневни ток температуре у Београду, у месецу априлу 1891/1912 (22 године)

Таква аритметичка средина 24-очасовних температура дефинисана је као стварна средња температура или, обично, као стварна дневна средња вредност. Ова дефиниција важи за све елементе који се стално региструју или мере свакога часа, са изузетком векторских вредности.

Али је познато да има мало станица са ауторегиструјућим инструментима, а још мање оних у којима се врше часовна посматрања, односно мерења температуре. Средња дневна температура се, најчешће, добија помоћу средњих вредности у одређеним часовима. Сви климатолошки елементи се, по међународном споразуму, посматрају трипут дневно: ујутру, по подне и увече, са изузетком испаравања и падавина. Међународни метеоролошки комитет је нарочито препоручио да се посматрања врше у 7, 14 и 21 час. Разлози за то су, што је први од тих часова близак времену најниже тампературе, други времену највише температуре, трећи времену средње дневне температуре. Поред тога су препоручени и неки други часови:

6, 14 и 22,
7, 14 и 22,
7, 13 и 21,
8, 14 и 20.

Сједињене Америчке Државе врше, од 1936, посматрања у $1^ч$, $7^ч$, $13^ч$ и $19^ч$.

Треба споменути да се у великом делу Еуразије употребљују први поменути термини посматрања, јер -на умереним ширинама- дају најближе вредности стварној средњој температури, нарочито ако се вечерњем посматрању да двострука вредност, дакле $[7^ч + 14^ч + (2 \times 21^ч)] : 4$.

По свима наведеним терминима посматрања добијају се оволике разлике према стварној средњој температури априла у Београду (10,9°):

$(7^ч + 14^ч + 21^ч) : 3$	разлика је	$+0{,}20^0$
$[7^ч + 14^ч + (2 \times 21^ч)] : 4$	„	$-0{,}05^0$
$(6^ч + 14^ч + 22^ч) : 3$	„	$-0{,}27^0$
$(7^ч + 14^ч + 22^ч) : 3$	„	$+0{,}07^0$
$(7^ч + 13^ч + 21^ч) : 3$	„	$+0{,}17^0$
$[7^ч + 13^ч + (2 \times 21)^ч)] : 4$	„	$-0{,}08^0$
$[(3 \times 8^ч) + 14^ч + 20^ч] : 5$	„	$+0{,}06^0$
$(1^ч + 7^ч + 13^ч + 19^ч) : 4$	„	$-0{,}08^0$

Отприлике сличне разлике добијају се и за остале месеце, у некима веће, у другима мање, или са супротним знаком.

Много је места у којима се посматрају екстремне температуре само једанпут дневно. Например, у Сједињеним Америчким Државама има око 6000 таквих станица. Да би се екстреми температуре могли редуковати на стварну средњу вредност $\overline{t}$ употребљава се ова једначина

$$\overline{t} = t_n + k(t_x - t_n), \qquad (40)$$

у којој је t_n минимум, t_x максимум температуре, k фактор који је прилично постојан, али се мења од једног до другог месеца.

Брукс је нарочито проучавао ово питање и прорачунао је члан исправке, којим се аритметичка средина екстремних температура t_x и t_n редукује на стварну средњу вредност [45]. Једначина му је оваква

$$\overline{t} = \frac{t_x + t_n}{2} + (a + bR + cR^2), \qquad (41)$$

где су a, b, c коефицијенти и $R = t_x - t_n$ члан исправке; овај зависи поглавито од средњег непериодског колебања температуре, тј. од величине R. Члан исправке је различит у појединим месецима, услед различите дужине дана и ноћи и неједнаке разлике у екстремним температурама, бар у континенталним крајевима. Поред тога, коефицијенти a, b, c уједно су и функције апсолутне висине h одређеног места, а тиме овај проблем постаје сложенији. Вредности појединих коефицијената су:

$$\begin{aligned} a &= -0{,}30 + 0{,}14h, \\ b &= 0{,}00 - 0{,}07h, \\ c &= -0{,}0034 + 0{,}06h. \end{aligned} \qquad (41a)$$

Висине су изражене у километрима, температуре у апсолутној скали $T = t^0C + 273^0$.

Исправке, изведене из једначине (41), налазе се у таблици 34, и то за висине до 3,5 км и за средња непериодска колебања екстремних температура од 4° до 20°.

Таблица 34. — Исправке за редуковање средње вредности температурних екстрема на стварну средњу вредност (по Бруксу)

висине *h* км	0	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5
колебање *R*								
4^0	−0,35	−0,42	−0,49	−0,56	−0,63	−0,70	−0,77	−0,84
6	−0,42	−0,50	−0,58	−0,66	−0,74	−0,82	−0,90	−0,98
8	−0,52	−0,59	−0,65	−0,72	−0,78	−0,85	−0,91	−0,98
10	−0,61	−0,67	−0,70	−0,73	−0,76	−0,79	−0,82	−0,85
12	−0,79	−0,76	−0,73	−0,70	−0,67	−0,64	−0,61	−0,58
14	−0,97	−0,85	−0,73	−0,61	−0,49	−0,37	−0,25	−0,13
16	−1,17	−0,94	−0,71	−0,48	−0,25	−0,02	+0,21	+0,44
18	−1,40	−1,04	−0,68	−0,32	+0,04	+0,40	+0,76	+1,13
20	−1,66	−1,14	−0,62	−0,10	+0,42	+0,94	+1,46	+1,98

Нилс Екхолм се, такође, бавио питањем о редуковању ваздушних температура на стварну средњу вредност [46], као и амерички стручњак Бигило [47], али је своје резултате приказао у картама за Сједињене Америчке Државе, помоћу линија истих корекција.

41. **Температурне суме.** — Температурне суме важне су за ботаничаре и пољопривреднике, јер су оне у вези са одређеном појавом у животу биљака, на пример са почетком листања, цветања итд. По томе би одређена фенолошка појава требала да настане тек када температуре изнад 0^0 достигну неку суму. Француски фитогеограф де Кандол је сматрао да, при постављању веза између развитка биљака и топлоте ваздуха, треба поћи од температуре од 6^0 [48], јер само више температуре од ове имају утицаја на разне стадијуме у развитку биљака. Наиме, свакој биљци је потребна одређена топлотна сума да би дошла у стадијум листања, цветања и зрелости плода. Наравно да су за разне биљке потребне и различите температурне суме.

То су били разлози, што се овом климатолошком методу обраћала велика пажња. Њиме се могло служити тим лакше, што одређење температурних сума не захтева нимало труда. Јер, у свакој месечној таблици неке метеоролошке станице сабране су, засебно, температуре за сваку декаду и за сваки месец, пошто се по њима изводи средња температура појединих декада и целог месеца. Дакле подаци за одређивање температурних сума готови су. Једини труд је у томе, што се за пољопривредне потребе одређују топлотне суме у вегетационом периоду. Ако он, за одређену културну биљку, почне половином марта, а престане половином октобра, потребно је од друге декаде марта одредити температурну суму за других пет дана, а од друге декаде октобра за пет првих дана.

Наравно, потпуно је јасно да температурне суме исто онолико зависе од географске ширине, отстојања од океана, апсолутне висине, рељефа, земљишта итд., колико и средња температура дотичних месеца, или годишњих доба, или вегетационог периода. Зато су у таблици 35 приказане средње температурне суме за четири места, у периоду 1901/40, јер се у њима истиче и утицај висине (Шкаљари—Цетиње), отстојања од мора (Цетиње—Пљевља) и географске ширине (Пљевља—Прилеп).

Таблица 35. — Температурне суме појединих месеца и године у периоду 1901—1940

место	вис.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.
Шкаљари	20	229	234	338	402	543	648	763	747	615	490	342	279	5630
Цетиње	671	22	45	158	273	425	528	639	623	480	338	189	93	3813
Пљевља	768	−90	−54	108	240	403	471	561	539	417	307	141	−6	3037
Прилеп	661	9	34	195	321	471	570	685	666	528	375	192	81	4127

Ово обележје температуре се раније многоструко употребљавало. Међутим се, у последње време, мишљења о примени овог метода знатно разилазе. Тако Хилтнер [49] указује да фенолошким температурним сумама не треба приписати толику важност, као што се раније мислило. Теорија топлотних сума је, по њему, данас готово напуштена, јер је сувише једнострана и не обухвата у целини све сложене везе. Сасвим је тачно и мишљење неких других стручњака да се услови растења не могу одредити само једним елементом, тј. топлотним сумама, него код њих постоје многоструке најсложеније узајамне везе. Али, температурне суме не претстављају, ни у ком случају, ту целокупност, већ само збир једног утицајног елемента, о чему сведочи и сам назив.

Анго је био предложио корисну примену метода температурних сума за обележавање зимске оштрине, као и за процену летње жеге [50]. Он је извео суме дневних минимума температуре испод 0° за зиме 1872/73—1911/12 у Паризу. Средње вредности ових негативних температурних сума у периоду од 40 година показује следећа таблица, у којој су — упоређења ради — унесене и температурне суме испод 0° за зиме у Демир Капији (период 1933—1938), које место има донекле обележје средоземног поднебља, и које је на доста нижој ширини од Париза:

	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	година
Париз	−3,3°	−16,1°	−51,7°	−59,8°	−42,7°	−21,9°	−3,0°	−0,2°	−198,7°
Демир Капија		−0,2	−14,0	−30,8	−22,4	−0,1			−67,5

Према средњој годишњој вредности у горњој таблици, могле би се следеће зиме у Паризу означити као нарочито топле, одн. нарочито оштре:

најтоплије зиме	1872/73	−52°	најхладније зиме	1879/80	−588°
	1883/84	−59		1890/91	−447
	1911/12	−61		1894/95	−412
	1876/77	−75		1887/88	−323

Овакав поступак, као што се види, дозвољава и квантитативно разликовање између благих и оштрих зима, што је А. Вагнер показао и у примерима за Беч [51].

Треба на крају споменути да неки стручни амерички и совјетски пољопривредни климатолози употребљују и даље температурне суме. Тако је Метис приказао врло методски дијаграме температурних сума [52], а Мирошниченко је написао темељну расправу

о корелацији између суме ваздушних темперитура и развијања памука [53]. Скоро истовремено је, 1929 године,. Пољопривредни метеоролошки комитет Велике Британије решио да се, услед утицаја температуре на развитак биљака, уносе код пољопривредних метеоролошких станица и подаци о температурним сумама [53а, стр. 8].

Фојгтс је у последње време [53б], међутим, указао да је до сада употребљаван поступак за прорачунавање температурних сума, тј. множењем средње дневне температуре са бројем месечних дана, нетачан. Зато се он служио бележењима термографа. По њима изведене средње вредности 24-очасовних температура биле су сабране за сваки дан; јединица је по томе производ степена и часова.

Најновија испитивања Вегера [53в] дала су као граничну вредност за почетак цветања воћака температуру од 6°. Полазећи од ње, нашао је као средњу вредност за цветање шљиве 3075, крушке 3375, јабуке 3970 степена-часова. Те вредности се нешто повећају после оштрих зима.

42. **Датуми у којима средња температура пресеца одређене границе.** — Да би се ови датуми могли одредити потребан је довољно велики графички приказ годишњег тока температуре, нацртан на милиметарској хартији. У томе случају треба средњу температуру јануара и фебруара уцртати на отстојању од 31 мм (на апсциси), фебруара и марта на отстојању од 28 мм, марта и априла на отстојању од 30 мм, итд. Ако би хтели да одредимо средњи датум почетка и престанка средње дневне температуре од 0°, 5°, 10°, итд. (или обратно), треба на тим местима ординате повући праве линије, упоредне са апсцисом. Тада се на пресецишту ових линија и криве годишњег тока температуре налазе тражени датуми. Потребно је истаћи и на овом месту да средња месечна температура одговара средњем датуму дотичног месеца. То значи да, рецимо, ознаци месеца априла на апсциси одговара на ординати температура од 15—16 априла, тј. 15.5 датума, месецу мају температура од 16 маја, итд. На то се мора неопходно обратити пажња, како би се тражени датум могао одредити без погрешке. Али, пошто је овај метод прилично тегобан, може се употребити обична интерполација за онај део криве који има изразитији праволиниски ток, а то су, отприлике, месеци прелазних годишњих доба на вишим ширинама, тј. пролећа и јесени. Једначина почива, по томе, на чињеници да је нагиб узлазног и силазног дела криве приближно линеаран. Метод интерполације се, тога ради, не може применити у близини најнижих и највиших месечних температура, зимском и летњем годишњем добу, јер овде постоје велике кривине (в. слику 19, стр. 64).

Одређење се врши овако: Симбол t, на слици 23, означује одређену граничну температуру, a средњу месечну температуру изнад ове, b средњу месечну температуру испод граничне. Слово D означује разлику, у данима, између средњих датума месеца са средњом температуром b или a. Напослетку је симбол d_+ разлика, у данима, између средњег датума месеца испод граничне температуре (b) и датума при коме настане гранична температура (t), односно тачке на којој узлазни

део криве пресеца хоризонталну линију граничне температуре t на ординати. Симбол d_- вреди за силазни део криве. На основу тога је

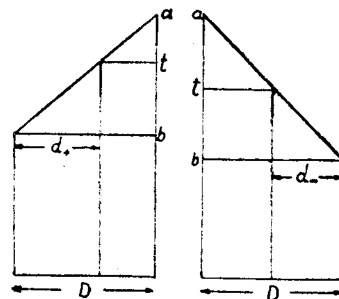
$$d_+ : D = (t - b) : (a - b)$$

и

$$d_- : D = (a - t) : (a - b) \qquad (42)$$

По томе следује да је

$$d_+ = D \frac{t - b}{a - b} \quad \text{и} \quad d_- = D \frac{a - t}{a - b} \qquad (42\text{ a})$$



Слика 23. — Објашњење интерполације датума у којима узлазни и силазни део криве пресеца праву линију неке граничне температуре

За пример ће се узети годишњи токови ваздушне температуре на острву Палагружи и у Љубљани (таблица 36). У првом реду свакога места налазе се средње месечне температуре. У другом реду су изведена отступања од средње годишње вредности, да би се јасније истакле термичке разлике између Палагруже и Љубљане. Друго место има доста већа негативна и позитивна отступања од првог.

Таблица 36. — Годишњи ток температуре на Палагружи и у Љубљани (период 1901—1930)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.
Палагружа 90 м													
сред. вред.	9,6	10,0	11,8	13,8	17,4	20,7	23,6	23,2	20,8	17,2	14,0	12,1	16,1
отступање	—6,5	—6,1	—4,3	—2,3	1,3	4,6	7,5	7,1	4,7	1,1	—2,1	—4,0	
°C-јануар	0,0	0,4	2,2	4,2	7,8	11,1	14,0	13,6	11,2	7,6	4,4	2,5	
рел. темп. %	0,0	2,9	15,7	30,0	55,7	79,3	100,0	97,1	80,0	54,3	31,4	17,9	
Љубљана 306 м													
сред. вред.	—1,5	0,3	5,2	9,2	14,3	17,5	19,5	18,5	14,6	9,8	4,3	1,0	9,4
отступање	—10,9	—9,1	—4,2	—0,2	4,9	8,1	10,1	9,1	5,2	0,4	—5,1	—8,4	
°C-јануар	0,0	1,8	6,7	10,7	15,8	19,0	21,0	20,0	16,1	11,3	5,8	2,5	
рел. темп. %	0,0	8,6	31,9	51,0	75,2	90,5	100,0	95,2	76,1	53,8	27,6	11,9	

По вредностима у првом реду треба прорачунати датуме, у којима се температура смањи до испод и повећа до изнад 0°, 5°, 10°, итд. Гранична линија од 0° дели криву годишњег тока у два неједнака дела, испод и изнад тачке мржњења. Средња температура од 5° претставља, приближно, границу клијања, а даље граничне линије узимају се из других практичних разлога. Ако хоћемо да одредимо датум почетка и престанка средње температуре изнад 15°, треба у таблици видети између којих се месеца она налази. То је случај код Палагруже између априла и маја с једне, октобра и новембра с друге стране. Другачије је код Љубљане. Овде је поменута температура између маја и јуна с једне, августа и септембра с друге стране, услед више ширине, веће висине и континенталнијег положаја од Палагруже. Датуми се одређују по једначини (42a).

Палагружа

$$d_+ = 30 \frac{(15{,}0 - 13{,}8)}{(17{,}4 - 13{,}8)} = 30 \frac{1{,}2}{3{,}6} = 10; \qquad d_- = 31 \frac{(17{,}2 - 15{,}0)}{(17{,}2 - 14{,}0)} = 31 \frac{2{,}2}{3{,}2} = 21.$$

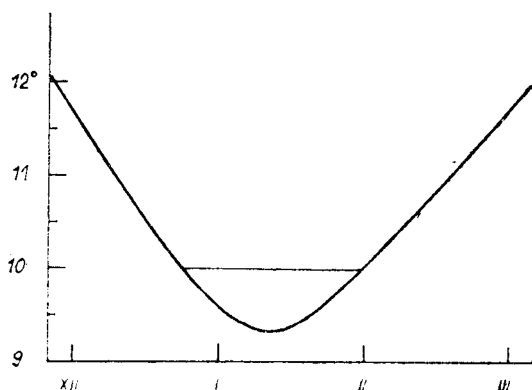
Ово значи да $d_+ = 10$ треба додати 15 априлу, а $d_- = 21$ треба додати 16 октобру. На тај се начин може рећи да се ваздушна темперaта на Палагружи повећа до изнад 15° 25 априла, а спадне испод 15° тек 6 новембра. Ту, дакле, средња температура од преко 15° влада 195 дана.

Љубљана

$$d_+ = 31\frac{(15{,}0-14{,}3)}{(17{,}5-14{,}3)} = 31\frac{0{,}7}{3{,}2} = 7\,; \qquad d_- = 31\frac{(18{,}5-15{,}0)}{(18{,}5-14{,}6)} = 31\frac{3{,}5}{3{,}9} = 25.$$

Овде треба $d_+ = 7$ додати 16 мају, $d_- = 25$ додати 16 августу; другим речима, ваздушна температура се у Љубљани повећа изнад 15° 23 маја, спадне испод те вредности 10 септембра, а траје свега 110 дана. И ови подаци показују колико је велика разлика између топлотних услова Палагруже и Љубљане.

Истим се начином одређују и други датуми, за друге граничне температуре. Ако би хтели да то учинимо за граничну температуру од 10°, могла би се одредити само за Љубљану, јер је поменута температура у том месту између априла и маја у првој, између септембра и октобра у другој половини године. Међутим се овај метод не може применити за Палагружу. Овде је температура од 10° у најкривљем делу годишњег тока температуре. Зато се датум почетка и престанка средње дневне температуре од 10° може одредити само помоћу криве годишњег тока, која је приказана за зимске месеце на слици 24. Пошто се помоћу те криве се утврдило да се мемпература на Палагружи смањи испод 10° 8 јануара и повећа изнад те вредности 15 фебруара, односно да виша дневна температура од 10° траје од 15 фебруара до 8 јануара, тј. 327 дана.



Слика 24. — Део криве годишњег тока температуре на Палагружи, ради одређења трајања средње дневне температуре преко 10°

Средњи датуми почетка и престанка неких граничних температура за Палагружу су, према прорачунавању, ови:

гран. темп.	20°	почетак	9 VI	престанак	22 IX	трајање	105 дана
	15°		25 IV		6 XI		195 „
	10°		15 II		8 I		327 „

43. **Трајање температура изнад и испод одређених граничних вредности.** — Поред средњих датума почетка и престанка одређене дневне температуре, потребни су и други подаци да би се топлотне прилике неког места или краја примениле на биолошке појаве, и да би се могле утврдити везе између једних и других. Нарочито је важно колико траје одређена дневна или минимална температура, например испод −5°, испод 0° итд. То је принцип трајања, који је поставио Владимир Кепен отприлике пре 90 година [54]. Карте о почетку и престанку, као и о трајању важнијих граничних температура указују

очигледније на динамику годишњег тока од изотермних карата. Стога је неразумљиво, зашто овај принцип није уведен у научне радове са климатолошким таблицама и картама, па ни у велики број штампаних климатских атласа. Принципу трајања почела се обраћати већа пажња тек у другој деценији овог века [55].

Трајање одређених граничних температура лако се и прегледно види из саме годишње температурне криве, али су добијени резултати овим методом тек приближни стварности. Ипак се тако мора већином поступити, јер су средње дневне температуре за сваки дан изведене само за ограничен број места.

Трајање дневне температуре од 5° или 6° и више често се употребљује у климатолошким испитивањима и зове се в е г е т а ц и о н и п е р и о д, док се у Сједињеним Америчким Државама сличним именом, g r o w i n g s e a s o n, означује раздобље између последњег (пролетњег) и првог (јесењег) уништавајућег мраза. Напротив, раздобље од првог до последњег уништавајућег мраза (killing frost) одговара у Сједињеним Америчким Државама п е р и о д у м р а з а. Али се, у Европи, тим именом назива раздобље између средњег датума првог и последњег мраза, тј. ниже минималне температуре од 0° С.

По дугогодишњим подацима Палагруже и Хвара излази да у њима, нормално, нема дана са температуром испод 0°, дакле нема мразног периода. Вегетациони период у њима траје целе године, јер је јануарска нормална температура у оба места виша од 8°. Ради бољег упоређења узеће се још Загреб и Љубљана. Трајање одређених граничних температура у овим местима изнесено је у таблици 37.

Таблица 37. — Трајање одређених граничних температура у данима, седмицама и у процентима дужине године

Палагружа	изнад	5°	трајање	365	дана	=	52	седмице	=	100%	од	године
	„	10°	„	327	„	=	47	„	=	90%		„
	„	15°	„	195	„	=	28	„	=	53%		„
	„	20°	„	105	„	=	15	„	=	28%		„
Хвар	изнад	5°	трајање	365	дана	=	52	седмице	=	100%	од	године
	„	10°	„	295	„	=	42	„	=	81%		„
	„	15°	„	194	„	=	28	„	=	53%		„
	„	20°	„	121	„	=	17	„	=	33%		„
	„	25°	„	17	„	=	2	„	=	5%		„
Загреб	испод	0°	трајање	8	дана	=	1	седмица	=	2%	од	године
	изнад	0°	„	357	„	=	51	„	=	98%		„
	„	5°	„	263	„	=	38	„	=	72%		„
	„	10°	„	203	„	=	29	„	=	56%		„
	„	15°	„	140	„	=	20	„	=	38%		„
	„	20°	„	65	„	=	9	„	=	18%		„
Љубљана	испод	0°	трајање	62	дана	=	9	седмица	=	17%	од	године
	изнад	0°	„	303	„	=	43	„	=	83%		„
	„	5°	„	235	„	=	34	„	=	64%		„
	„	10°	„	178	„	=	25	„	=	49%		„
	„	15°	„	110	„	=	16	„	=	30%		„

Овим подацима није потребно нарочито објашњење, ма да су разлике врло велике између појединих места. Треба само указати да је, понекад, згодно и прерачунавање броја дана у седмице, када је потребан брз и обичан преглед топлотних прилика у неком крају. Често су потребни подаци и о томе, колико процената од трајања целе године долази на просечно трајање ваздушне температуре испод и изнад одређене граничне вредности. Све то је унесено у таблицу 37.

Раније је било споменуто да добијени резултати о трајању граничних температура помоћу криве годишњег тока одговарају стварности само приближно. То ће се показати на примеру Хвара, јер за њега постоје средње дневне температуре у целом периоду посматрања од 60 година. Ту је средња дневна температура

испод	10^0	11—12 XII, 21 XII—24 II, 1—6 III	= 74	дана	= 20%	од године
изнад	10^0		= 291	„	= 80%	„
„	15^0		= 196	„	= 54%	„
„	20^0		= 120	„	= 33%	„
„	25^0		= 21	„	= 6%	„

Релативне разлике између оба начина одређења нису веће од 1%, тако да се оба ова начина могу користити за обичне потребе.

Принцип трајања може се применити и на неке друге климатолошке елементе, уколико су то периодске појаве, као што је на пример просечно трајање одређене величине парног притиска или облачности, просечно трајање снежног покривача, кишног или сушног периода итд. Све то је корисно да би се добило што потпуније и тачније знање о климатским приликама неког места или неког већег предела.

44. **Вероватноћа одређене граничне температуре.** — Практичну важност има прорачунавање вероватноће одређених степена хладноће, највиших степена топлоте итд. Један американски пољопривредник изразио се о томе питању овако [56]: „За фармера је важно време, а не поднебље. А повољно место није оно, у коме је просечно поднебље погодно, већ оно у коме екстремне суровости времена нису сувише честе. Има култура које су од користи ако се уништавајући мраз не појави чешће, већ једанпут у 10 или 15 година (бресквe, наранџе итд.); друге (дуван, памук итд.) једино су од користи, ако се уништавајући мразеви појаве, просечно, само сваке пете године“. Јер, ако је већ једанпут настао одређен степен хладноће, например од -10^0, онда је — у пракси — свеједно хоће ли он настати још који пут у истој зими, пошто су осетљиве биљке угинуле већ после првог мраза.

Вероватноћа P одређене температуре добија се тако, ако се број дана са неком температуром (d) подели са укупним бројем дана у истом месецу (m), дакле квоцијентом ($d : m$). Ако је, например, просечни број дана са температуром од 5^0 $d = 9{,}9$, а број месечних дана $m = 31$, тада је вероватноћа ове појаве $P = 9{,}9 : 31 = 0{,}32 = 32\%$. Ова вредност значи да температура од 5^0 настане, просечно, трипут у 10 дана.

Подаци о вероватноћи корисна су допуна подацима о променљивости температуре. У многим случајевима се захтева баш процена

вероватноће, односно честине, са којом се може очекивати одређена ниска температура, а вредности вероватноће дају живљу претставу од навођења самог апсолутног минимума. Примери о вероватноћи разних степена минималне температуре испод тачке мржњења изнесени су у таблици 38.

Таблица 38. — Примери о вероватноћи разних степена минималне температуре испод тачке мржњења

место	ср. год. мин.	степени минималне температуре						
		0°	−5°	−10°	−15°	−20°	−25°	−30°
		вероватноћа						
Краков	−21,2°	1,0	1,0	1,0	0,9	0,63	0,4	0,07
Целовец	−20,1	1,0	1,0	1,0	0,9	0,56	0,2	0,03
Беч	−15,2	1,0	1,0	0,85	0,53	0,05		
Трст	−5,1	1,0	0,4	0,1	0,00			
Хвар	−1,2	0,68	0,14	0,00				

Вредности о вероватноћи у овој таблици показују да минимална температура од −10° настаје сваке године у Кракову и Целовцу, у Бечу 8 до 9 пута у току од 10 година, јер је овде вероватноћа тога минимума 0,85. Минимална температура од −5° јавља се у Трсту, просечно, 4 пута у току од 10 година, а у Хвару једанпут у 7 година.

За многа поднебља важни су и подаци о вероватноћи да ће неке температуре бити прекорачене. То се односи поглавито на вероватноћу неких средњих годишњих максималних температура, нарочито за температуру преко 30°, која се може — укратко — означити као „тропска температура". Конрад је те вредности прорачунао за Скадар [57]. Ту су, за одређене високе температуре, вероватноће прекорачења изражене у процентима:

	20°	25°	30°	35°
јун	100	100	63	00
јул	100	100	97	13
август	100	100	97	17

45. **Друге карактеристике температурних прилика.** — Одређене ниске и високе температуре имају нарочита имена у климатолошким радовима. Тако се као мразни дан назива онај у коме је минимална температура нижа од 0°, док је ледени дан, назван и зимски дан [58], онај у коме је максимална температура нижа од 0°. У овоме дану, дакле, траје стално мраз. Потребна је и статистика високих температура. Дани са максималном температуром од 25° и вишом зову се летњи дани, а они са максималном температуром од 30° и вишом јесу тропски дани. Ако је минимална температура виша од 20° настају тропске ноћи [59, стр. 171]. Поред тога се, у разним радовима, издвајају дани са средњом дневном температуром од 20° и више.

Све ове граничне вредности су произвољне, као што су и њихова имена, али се стално употребљују у научној литератури и никако их

не треба мењати. Напротив, могле би се још додати неке друге граничне вредности, ако би биле од користи за нарочите сврхе.

Да би се видело у каквим су везама напред поменути дани, и други који нису наведени, и колика им је честина у појединим месецима, показаће се у таблици 39, по извршеним мерењима у Београду, у периоду 1920—1947. Све добијене вредности сведене су на просечни број дана у сваком месецу и у целој години, другим речима сви збирови су подељени са 28, тј. са дужином периода.

Таблица 39. — Број дана са одређеном минималном и максималном температуром у Београду, у периоду 1920—1947 (28 година)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.
мин. < −20°	0,2	0,3											0,5
мин. < −15°	1,0	0,9										0,4	2,3
мин. < −10°	3,8	2,7	0,2							0,1	0,1	1,9	8,8
мин. < − 5°	15,0	8,3	2,0							0,3	0,7	8,1	34,4
мин. < 0°	22,5	18,3	10,1	0,9	0,0					0,6	6,2	16,9	75,5
мак. < 0°	10,1	5,0	0,6							0,0	0,8	7,0	23,5
мак. < − 5°	2,1	1,6										1,8	5,5
мак. < −10°	0,3	0,3										0,1	0,7
мак. ≥ 25°			0,3	2,9*	12,2	17,5	24,7	22,8	14,5	3,9	0,1		98,9
мак. ≥ 30°				0,1	1,7	6,3	12,5	11,1	4,1	0,5			36,3
мак. ≥ 35°						0,3	2,6	2,8	0,4				6,1
мак. ≥ 40°								0,1	0,0				0,1
мин. ≥ 20°				0,0	0,1	1,1	3,5	2,4	0,3				7,4
мин. ≥ 25°								0,2	0,0				0,2

Подаци у таблици 39 показују да су у Београду најчешћи летњи и мразни дани. На прве долази, просечно, 99 дана годишње, а ограничени су на три топлија годишња доба, од марта до новембра закључно. Мразни дани имају просечну честину од 76 дана годишње, а јављају се у хладнијем делу године, од октобра до маја закључно. Вреди нарочито споменути да у свима пролетњим и познијим јесењим месецима има и мразних и летњих дана, само што се честина првих повећава према хладном, других, према топлом годишњем добу.

Поменуте температуре се користе и за прорачунавање датума појаве првог и последњег мразног, леденог, летњег и тропског дана, као и за време њиховог просечног трајања. Таблица 7 у § 15 показује како се одређује средњи датум последњег мраза. Исти је поступак и за прорачунавање средњег датума првога мраза.

Као карактеристичан пример о проблему мраза послужиће подаци Београда за зиме 1931/32—1945/46, дакле само у периоду од 15 година, што је довољно ради општег прегледа. У таблицу 40 унесени су датуми првог и последњег мраза у свакој зими, са одговарајућим годишњим даном.

Просечни период мраза у Београду траје од 15 новембра до 28 марта, али се датуми знатно мењају у појединим зимама: код појаве

првог мраза од 13 октобра до 15 децембра, код настанка последњег мраза од 16 фебруара до 3 маја, дакле у широким границама од преко два месеца. Екстремни датуми појаве мраза у Београду, у наведених 15 година, јесу 13 октобар и 3 мај. То значи да је екстремно трајање мразног периода 202 дана, готово 29 седмица, а то је више од половине године. Екстремно трајање је за 69 дана, односно за 10 седмица, дуже од просечног мразног периода (133 дана). Подаци о екстремним датумима мраза потпуно се слажу са подацима у таблици 39, по којој је најмањи број мразних дана у мају и октобру.

Таблица 40. — Датуми првог и последњег мраза у Београду, у зимама 1931/32—1945/46, са одговарајућим годишњим даном, трајањем мразног периода и стварним бројем мразних дана

(1) зима	(2) први мраз	(3) год. дан	(4) посл. мраз	(5) год. дан	(6) трајање мразног периода	(7) стварни број дана са мразом	(8) разлика 6—7
1931/32	1-XI	305	29-III	89	149	121	28
32/33	3-XI	308	10-IV	100	158	92	66
33/34	21-XI	325	6-III	65	105	78	27
34/35	21-XI	325	3-V	123	163	75	88
35/36	21-XI	325	16-II	47	87	32	55
36/37	13-X	287	4-III	63	141	68	73
37/38	16-XI	320	12-IV	102	147	64	83
38/39	15-XII	349	24-III	83	99	56	43
39/40	12-XII	346	1-IV	92	111	87	24
1940/41	18-X	292	13-IV	103	176	70	106
41/42	14-XI	318	1-IV	91	138	103	35
42/43	19-XI	323	10-IV	100	142	73	69
43/44	5-XI	309	3-IV	94	150	68	82
44/45	23-XI	328	12-III	71	108	71	37
45/46	19-XI	323	28-III	87	129	69	60
збир		4783		1310	2003	1127	876
ср. вредн.	15-XI	319	28-III	87	133	75	58

При крају таблице 40, у ступцима 6 и 7, уписани су, за сваку зиму, подаци о трајању мразног периода (у данима) и о стварном броју дана са мразом. Прве вредности су више теориске, јер се претпоставља да је мраза било сваког дана у раздобљу између првог и последњег мраза. Стварни су услови сасвим другачији, јер је стварни број дана са мразом у просечној зими готово за половину мањи од трајања мразног периода, наиме 56%. Најјасније то показују разлике у броју дана између мразног периода и стварних услова, које су изнесене у ступцу 8. Разлика је, у неким годинама знатно већа од просечне, на пример 106 дана 1940/41, у другима знатно мања, тако 24 дана у зими 1939/40 године. Другим речима, у првој зими је стварни број дана са мразом тек 40% од трајања мразног периода, а у другој чак 78%.

Средњи и екстремни датуми мраза важни су за пољопривреду, али пољопривредника више занима колико је трајање периода без мраза. Тај период одговара разлици између броја годишњих дана и мразног периода, дакле — просечно — 365—133 = 232 дана. Толико Београд има дана без мраза у току просечне године.

Познато је, међутим, да се екстремни термометри налазе у заклону, на висини изнад наших глава, док је ваздушна температура изнад тла или потрављеног земљишта доста нижа одн. виша. Зато наведени подаци о мразу нису довољно сигурни за нижу вегетацију, као што је већина житарица. Посматрање минималне температуре при тлу или над травом даје доста шире границе мраза, и мањи број дана без мраза. Ако не располажемо подацима са минималног термометра, постављеног над земљином површином, можемо се послужити првом и последњом појавом слане у одређеној зими, другим речима трајањем периода слане. Ове услове показује таблица 41, у којој су изнесени датуми прве и последње слане у Београду, за исте зиме као у таблици 40, и трајање периода слане.

Таблица 41. — Датуми прве и последње слане у Београду, у зимама 1931/32—1945/46, са одговарајућим годишњим даном и трајањем периода слане

(1) зима	(2) прва слана	(3) год. дан	(4) последња слана	(5) год. дан	(6) трајање периода слане
1931/32	22-X	295	10-IV	101	171
32/33	21-X	295	13-IV	103	173
33/34	3-XI	307	20-III	79	137
34/35	20-X	292	3-V	123	195
35/36	4-XI	308	21-III	81	138
36/37	13-X	287	17-III	76	154
37/38	18-X	291	6-V	126	200
38/39	14-XI	318	24-III	83	130
39/40	10-X	283	14-IV	105	187
1940/41	18-X	292	13-IV	103	176
41/42	8-X	281	25-III	84	168
42/43	11-XI	315	10-IV	100	150
43/44	5-XI	309	3-IV	94	150
44/45	13-XI	317	23-III	82	130
45/46	9-X	282	12-IV	102	185
збир		4473		1442	2444
ср. вредн.	25-X	298	6-IV	96	163

По овој таблици излази да средњи датум прве слане настаје 21 дан пре средњег датума првога мраза, средњи датум последње слане 9 дана иза средњег датума последњег мраза. Та просечна разлика од 15 дана одговарала би, по теорији, разлици у ваздушној температури на висини минималног термометра у заклону и оној при земљиној површини. Крајњи је закључак да је просечни период трајања слане за 30 дана дужи од просечног периода мраза. Та просечна разлика од 30 дана приближно је настала у четири зиме (1933/34 и 1934/45 са 32 дана, 1938/39 са 31 даном и 1941/42 са 30 дана), у две годнне није уопште било разлике у трајању ова два периода (1940/41 и 1943/44), док је у зими 1939/40 разлика била 78 дана, два и по пута већа од просечне. Али је веома карактеристично да је раздобље између екстремних датума прве (8-X-1941) и последње слане (6-V-1938) 210 дана, дакле само за 8 дана дуже од екстремног раздобља код мраза.

То указује на приличну постојаност у појавама ове две климатолошке карактеристике.

За трајање мразних дана одлучна је минимална температура, док је за трајање ледених, летњих или тропских дана одлучујући дневни максимум температуре. Битно је за описе поднебља неког места или предела да се наведу подаци о трајању средњих и најдужих периода код одређене граничне температуре. При томе се служи овим правилом: Ако трајање почиње у једном, а заврши се у идућем месецу, сви дани се придодају месецу са дужим трајањем. Ако се трајање продужи на три узастопна месеца, тада се укупни број дана придода месецу са најдужим трајањем. Например, у Београду је максимална температура била стално испод 0⁰ од 22-XII-1944 до 4-I-1945 године. Тих 14 ледених (зимских) дана упишу се у месец децембар, јер је у њему било 10, а у идућем јануару само 4 ледена дана. С друге стране, мраз је стално владао у Београду од 10-I до 16-III 1932; мраз је у јануару трајао 22 дана, у фебруару 29 дана, у марту 16 дана. Тих 67 дана упишу се у фебруар, јер је у њему био највећи број дана са мразом.

Колико се тачно могу описати температурне прилике по трајању одређених граничних температура, и колико је тиме олакшано upoређивање, види се из таблице 42 [57].

Таблица 42. — Трајање жеге (у данима) у Скадру и Бечу, изведено по средњим дневним температурама (по В. Конраду)

трајање	Скадар						Беч	
	20⁰		25⁰		27⁰		20⁰	
	средње	најдуже	средње	најдуже	средње	најдуже	средње	најдуже
јун	10,4	21	2,3	8	0,4	2	3,9	9
јул	} 69,0	} 108	16,4	28	4,9	14	6,0	13
август			10,3	22	2,6	10	3,5	7

Мразни и ледени дани употребљују се у климатолошким радовима обично мање од других температурних фактора. Шенрок је, при проучавању расподеле годишњег броја мразних и ледених дана у европском делу СССР [58], утврдио — поред природног резултата да се смањује од североистока према југозападу — још и то да се број ледених дана у овом правцу брже смањује од броја мразних дана. Он је, из тога разлога, прорачунао однос првих према другима у процентима за сваку поједину станицу. Просечни квоцијент на североистоку је 75⁰/₀, на југозападу 48⁰/₀.

46. **Релативна температура.** — Појам релативне температуре увео је у научну литературу Кепен [60]. Разлози за то били су ови: Код упоређивања годишњег тока температуре између разних места постоји тешкоћа не само у томе, што су њихове средње годишње температуре различите, већ им се разликује и годишње колебање. Познато је да се годишње колебање температуре уопште повећава од нижих према вишим ширинама и од океана према унутрашњости

копна. Прва неједнакост се отклања прорачунавањем девијација од аритметичке средине (§ 15), док се обе неједнакости елиминишу методом релативних температура. Сам назив указује да су ове температуре изражене у процентима.

Да би се понашање годишњег тока релативних температура могло боље испитати, треба га упоредити са аналитичком, симетричном кривом, која има минимум у јануару, максимум у јулу. Кепен је, тога ради, поставио као функцију нормалне вредности процентних топлотних степена (τ)

$$\tau = 100 \sin^2 15\, x \, ;$$

у њој је $x = 0$ за средњи датум јануара, $x = 6$ за средњи датум јула. Синуси се, дакле, мењају од 0^0 до 90^0, односно од 0 до 1. Тако се добијају теориске, „прорачунате“ релативне температуре за поједине месеце, које су изнесене у таблици 43.

Стварне релативне температуре за два места у Југославији уписане су у таблици 36 (§ 42), где је уједно показан и поступак како се оне прорачунавају. Прорачунавање се може вршити и помоћу средњих вредности појединих месеца, и помоћу њиховог отступања од аритметичке средине, тј. од средње годишње температуре, што се налази у другом реду таблице 36. При томе се узима да најхладнији месец има вредност нуле. Сада се, за сваки идући месец, по вредностима у првом или другом реду, изведе разлика у температури према најхладнијем месецу, што је уписано у трећем реду. То су, као што се види, отступања од средње температуре најхладнијег месеца, јануара. Код извођења релативне температуре, најхладнији месец добије вредност 0%, најтоплији 100%, а за остале месеце се релативне температуре морају прорачунати. То ће се показати на примеру Палагруже. Разлика између средње температуре јануара и јула у овом месту износи 14^0. По томе постоји пропорција $14^0 : 100\%$. За месец фебруар добија се, на тај начин, пропорција $14^0 : 100\% = 0{,}4^0 : x$; у коме је случају $x = (100 \times 0{,}4) : 14{,}0 = 2{,}9\%$. За март је $x = (100 \times 2{,}2) : 14{,}0 = 15{,}7\%$, итд. Све ове вредности унесене су у последњем реду. Вредности релативних температура могу се заокружити на целе бројеве, ради боље прегледности.

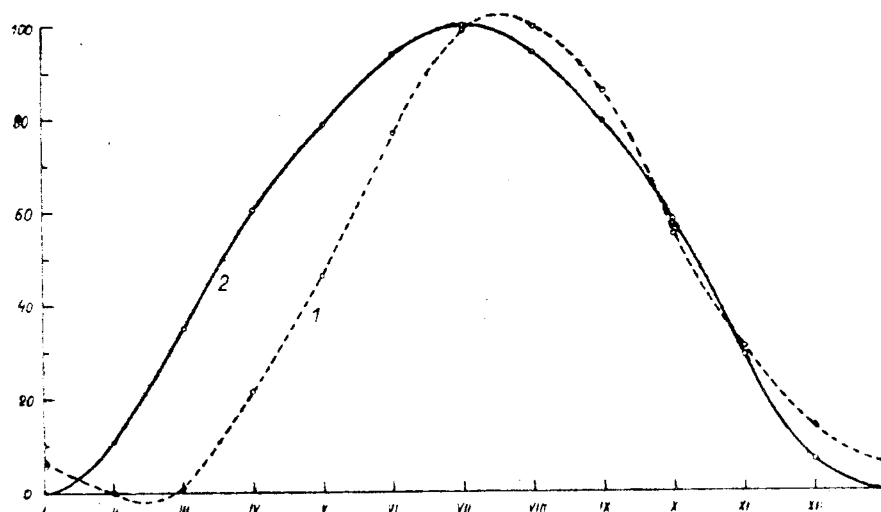
Поређивање релативних температура Палагруже и Љубљане показује, на први поглед, велике разлике, које су особито истакнуте у првој половини године:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Љубљана—Палагружа	0,0	5,7	16,2	21,0	19,5	11,2	0,0	−1,9	−3,9	−0,5	−3,8	−6,0

Кепен је посветио нарочиту пажњу овом питању у његовом другом наведеном раду [60] и извео је релативне температуре за велики број места. Међу њима се нарочито истичу два: једно са изразитим океанским обележјима (Лервик, на Шетлендским Острвима), друго у области екстремно континенталног поднебља (Нерчинск, СССР). Релативне температуре, заокружене на целе бројеве, оволике су у тим местима:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Лервик	6	0	1	22	46	77	99	100	86	55	31	14
Нерчинск	0	11	35	61	78	94	100	94	79	58	29	7
Нерчинск—Лервик	−6	11	34	39	32	17	1	−6	−7	3	−2	−7

Разлике у релативним температурама ова два места истичу се много очигледније на слици 25.



Слика 25. — Годишњи ток релативне температуре у Лервику (1) и у Нерчинску (2)

К е п е н је дошао до ових закључака поређивањем прорачунате нормалне криве са онима за маритимна и континентална места: 1) Релативне температуре у унутрашњости копна имају такав облик криве, који је готово стално позитиван према нормалној кривој, али са сразмерно незнатним разликама (таблица 43, разлике у релативној температури Нерчинска и Љубљане према нормалној кривој). 2) Крива релативних температура код места на приморју и на океанским острвима показује веома знатне негативне разлике према нормалној кривој у првој половини године, док су у другој половини разлике позитивне, али сразмерно незнатне (таблица 43,

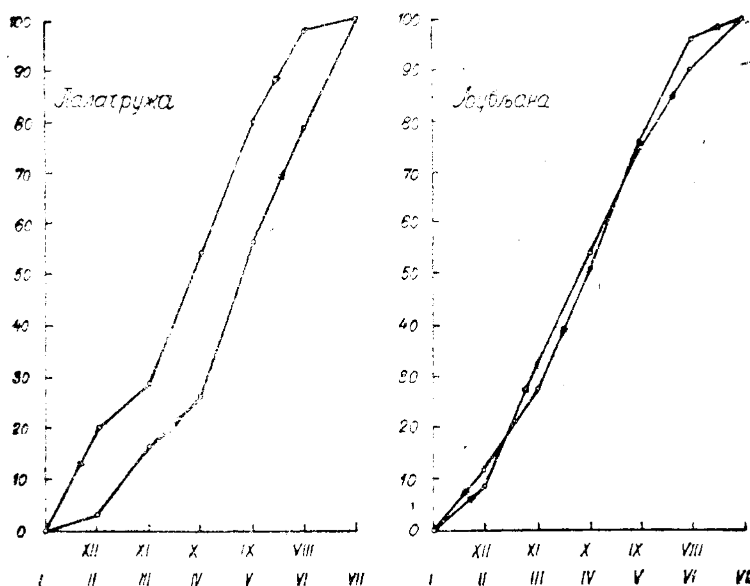
Таблица 43. — Годишњи ток прорачунате релативне температуре и разлике према њему код маритимних и континенталних места

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$100 \sin^2 15x$	0	7	25	50	75	93	100	93	75	50	25	7
	разлике према нормалном току											
Лервик	6	−7	−24	−28	−29	−16	−1	7	11	5	6	7
Палагружа	0	−4	−9	−20	−19	−14	0	4	5	4	6	11
Нерчинск	0	4	10	11	3	1	0	1	4	8	4	0
Љубљана	0	2	7	1	0	−3	0	2	1	4	3	5

разлике у релативној температури Лервика и Палагруже). 3) Крива релативне температуре је, у првој половини године, код континенталних места знатно изнад криве код маритимних места са максимумом у априлу; то је одавно позната чињеница о успореном повећању ваздушне температуре над морском површином. Та разлика у фазама углавном је ограничена на пролеће, ш т о ј е с а с в и м н о в о. Напротив је силазни део криве ујесен доста подједнак над океанским и копненим површинама, тако да нема неке одређене тежње (слика 25).

По свему се види да се маритимни крајеви термички не разликују од континенталних крајева само у томе, што су годишња колебања мања и што се фазна времена закашњују, већ је и облик температурне криве код њих различит. У поређењу са једноставном синусоидом, у првим крајевима су проширеније таласне долине, у другима таласни брегови; с друге стране су на приморјима и острвима таласни брегови, у унутрашњости копна таласне долине суженије, више зашиљене.

Релативне температуре Палагруже и Љубљане приказане су графички (слика 26), чиме је знатно олакшано непосредно упоређење једног места са другим. На ординати су унесени проценти релативних температура, на апсциси поједини месеци, и то од јануара до јула надесно, од августа до децембра налево.



Слика 26. — Релативне температуре Палагруже и Љубљане

Несиметрија у годишњем току релативне температуре очевидна је на острву Палагружи, где се јасно истичу утицаји Јадранског Мора. Напротив је несиметрија у кривој Љубљане слабија, али ипак изразитија у хладним и топлим месецима, што указује на континенталне утицаје. На Палагружи су сви месеци од августа до децембра топлији од одговарајућих месеца у првој половини године, просечно за 2.8°. У Љубљани је, међутим, август прилично топлији од одговарајућег месеца јуна, али је новембар доста хладнији од одговарајућег марта. Јасније показује те разлике следећа таблица:

	II—XII	III—XI	IV—X	V—IX	VI—VIII
Палагружа	2,4°	1,9°	3,8°	3,4°	2,5°
Љубљана	0,7	– 0,9	0,6	0,3	1,0

II. ОБЛАЧНОСТ И МАГЛА

47. **Облачност.** — Облачност је један од важнијих климатолошких елемената, тим више, што делује и као климатолошки фактор. Велика облачност спречава осунчавање и израчивање са земљине површине, а тиме ублажава дневно колебање температуре. Услови су супротни при потпуно ведром небу.

У ранијем излагању је указано на присне, али обратне везе између облачности и осунчавања (§ 29), као и на статистичке особине облачности у континенталнијим крајевима умерених ширина, односно на

њене велике честине на оба краја криве (§ 23). Најчешће се, при обрађивању облачности, употребе средње месечне вредности и средње вредности сваког термина посматрања у истом месецу. Овим подацима треба, свакако, додати још и прорачунате средње вредности о расподели честине разних степена облачности, као и број ведрих и мутних дана. Кепен и Мајер сматрају да се, код приказивања прилика облачности у неком месту или крају, поред средњих вредности, неопходно, уведе и честина разних степена облачности, као климатолошког елемента [26]. Та потреба настаје стога, што су у великим светским областима екстремни степени облачности много чешћи од осталих (в. § 23), док у другим пределима преовлађују средњи степени облачности, на пример на Атлантском Океану између Азорских и Канарских Острва, или у тропским крајевима. Просечна честина појединих степена облачности је у тропским крајевима оволика:

степен	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
честина %	5	10	12	8	9	6	12	10	6	10	12

Споменуто је било де се, при обради прилика облачности, употребе и средње вредности сваког термина посматрања, јер код облачности постоји и дневни период. Много се ређе облачност одређује сваког часа, па се само по овим подацима може тачно извести дневни ток. За пример ће се узети услови у Београду за зимске и летње месеце, по 20-огодишњим посматрањима:

часови	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	сред.
зима	6,55	6,67	6,74	7,09	**7,73**	7,59	7,53	7,50	7,45	7,03	6,61	*6,51*	7,08
лето	4,08	*3,94*	4,56	4,67	4,56	4,68	5,02	**5,25**	5,20	5,15	4,96	4,32	4,71

У просечном годишњем дану јављају се два максимума облачности, изразитији ујутру, мање изразит по подне, а најмања облачност настаје ноћу. У томе дневном току комбинују се зимски са летњим условима облачности у појединим часовима. По подацима у таблици излази да, у просечном зимском дану, највећа облачност настане ујутру, у 8 часова, док је у просечном летњем дану премештена на рано по подне, на 14 часова. Међутим, тачније проучавање дневног тока облачности показује да се, и зими, сасвим слаб споредни максимум облачности појави око 16 часова, а лети, исто тако, око 5 часова.

По времену настанка највеће облачности у току дана може се закључити да је она непосредно зависна од ваздушне температуре на два различита начина, а посредно од одговарајућег облика облака: 1) у случају статичког режима, при најнижој ваздушној температури, погодни су услови за образовање најнижег, слојевитог облака стратуса, а овај упливише на појаву јутарњег максимума и позновечерњег минимума облачности. 2) У случају динамичког режима, по подне, у најтоплијем делу дана, повољни су услови за узлазно кретање ваздуха и за образовање многобројних кумулуса, а они упливишу на појаву поподневног максимума и ноћног минимума облачности.

Код облачности се поставља и важно принципско питање, наиме, да ли њено процењивање по садашњој скали од 0 до 10 степена покривености неба одговара стварности? Другим речима, да ли би се, према

садашњем начину бележења облачности, могло закључити колико примамо светлости при одређеној облачности. Пре Међународног метеоролошког конгреса у Бечу 1873, на коме је донесен закључак о употреби скале 0—10, за процену степена облачности, са експонентом 0—2 за ознаку густине, одређивана је била обично и дебљина облака. Колико би било корисно да се ти експоненти стално бележе, при процени степена облачности, види се у следећим примерима. Потпуна покривеност неба може настати свим врстама облака. Узеће се два екстремна случаја. Први случај претставља вео танког циростратуса, који покрије цело небо, али Сунце јако просијава кроз њега. Други, супротни случај претставља летње образовање кумулонимбуса, који се толико прошири, пре почетка непогоде, да покрије цело небо. Исто се дешава зими када низак стратус такође покрије цело небо, услед чега је потребно да се вештачка светлост употреби и дању. Много је било писано о овим незгодама, међу осталима су томе питању посветили пажњу и познати стручњаци Оскар Јохансон [61] и Јулијус Хан [62]. То посведочавају и ове чињенице. У Бечу је, у појединим данима са различитом облачношћу, било оволико часова осунчавања:

датум			степен облачности				трајање осунчавања
			$7^ч$	$14^ч$	$21^ч$	сред.	
1916	26	V	1^0	1^0	0	0,7	12,2 час.
	11	VIII	10^0	10^{0-1}	10^{0-1}	10,0	11,5 „
1917	6	IV	10^1	10^1	10^1	10,0	0,0 „

48. **Честина одређеног трајања осунчавања.** — Као што се код температуре и других скаларних величина одређује број дана са одређеним вредностима, дакле честина разних степена температуре, или парног притиска, то исто се може учинити и код облачности, одн. њене реципрочне вредности, трајања осунчавања. За то су употребљена хелиографска регистровања у Загребу од 1926 до 1935 године. Пошто Сунце није уопште сијало у неким данима, урачунати су и ови дани без осунчавања, а код трајања осунчавања узети су интервали од по два часа. Да би се избегла неједнакост у трајању појединих месеца, био је одговарајући број дана без осунчавања и са одређеним трајањем осунчавања прерачунат у промиле. То је приказано у таблици 44.

По вредностима у таблици 44 излази да је у хладнијим месецима, од октобра до марта закључно, највише релативних дана без осунчавања. Споредни максимум честине настајао је тада код све већег броја часова са осунчавањем, што је месец топлији. У топлијим месецима, од априла до септембра закључно, највећа честина је настајала код најдужег дневног осунчавања, од 10 часова и дуже. Насупрот томе су летњи месеци имали нарочито малу честину код дана без осунчавања и са дневним осунчавањем до 4 часа. Све то је у вези са неједнаким дужинама дана (од сунчева излаза до залаза) у појединим месецима и са све мањом просечном облачношћу, што је месец топлији.

Таблица 44. — **Релативни број дана са одређеним трајањем осунчавања у Загребу у периоду 1926—1935 (10 година)**

	без ☉	0.1—2	2.1—4	4.1—6	6.1—8	8.1—10	10.1—12	> 12 часова
I	**539**	133	128	106	91	3		
II	**223**	167	89	145	*205*	171		
III	**226**	132	97	129	116	*171*	129	
IV	107	123	100	117	*160*	137	**173**	83
V	83	96	97	110	123	146	152	**193**
VI	30	70	80	86	97	116	174	**347**
VII	29	39	56	81	77	113	146	**459**
VIII	23	64	60	94	*106*	78	213	**362**
IX	77	97	*117*	69	137	163	**310**	30
X	**223**	128	146	136	116	*198*	53	
XI	**387**	173	130	113	*144*	53		
XII	**613**	122	*139*	87	36	3		

Потребно је било да се прикаже и овај метод одређивања и приказивања трајања и одговарајуће честине код елемента осунчавања, који врло јасно показује међусобне везе између трајања и честине у току године. Ове везе могле би се још јасније показати графичким путем, помоћу изо-линија. Исти се метод може употребити и за све остале климатолошке елементе, па би се тада добијени низови бројева могли непосредно упоређивати и — помоћу њих — изводити разни научни закључци.

Распоред бројева у таблици 44 био би, несумњиво, много правилнији, ако би се употребио дужи период регистровања, бар од 20—30 година.

49. **Нефички и нефодромски квоцијент и ексцес.** — Гројсмајр је поставио нове изразе за описивање облачности [63]. То је учинио из разлога, што апсолутна веилчина облачности зависи од рељефа земљишта. Зато предлаже да се средње месечне вредности облачности прерачунају у проценте годишње средње вредности. Тако би се месечне вредности у разним местима могле непосредно упоређивати.

Први израз, нефички квоцијент, дефинисан је као

$$q = 100\frac{b}{B}, \qquad (44)$$

у коме је b средња месечна, B средња годишња облачност.

Даље се утврђује да је

$$e = q - 100, \qquad (45)$$

који израз назива нефички ексцес. Из ове две једначине (44) и (45) следује релативна облачност појединих месеци према годишњој вредности B.

Ако се b у једначини (44) замени са b_x, B са b_n, тј. са средњим вредностима најмутнијег и најведријег месеца, добиће се апсолутни

нефички квоцијент Q, одн. облачност најмутнијег у процентима најведријег месеца, дакле

$$Q = 100 \frac{b_x}{b_n}. \qquad (46)$$

Поређивањем облачности у екстремним месецима, јануару и јулу, аутор добија нефодромски квоцијент ($q_{1,7}$), тј. облачност јануара у процентима облачности јула:

$$q_{1,7} = 100 \frac{q_1}{q_7}, \qquad (47)$$

или се образује нефодромски ексцес, тј. разлика у ексцесу јануара-јула, дакле

$$E_{1,7} = e_1 - e_7. \qquad (48)$$

$E_{1,7}$ је, по томе, отступање средње облачности јануара од средње облачности јула у процентима средње годишње вредности.

Примера ради узета су три места, два на Канарским Острвима: Изања (2367 м) и Оротава (100 м), у близини Азорског максимума, и једно на Северном Леденом Мору, Јан Мајен (23 м), сразмерно близу Исландског минимума. По њиховој средњој облачности у појединим месецима и години, прорачунате су релативне вредности према горњим формулама и унесене у таблицу 45.

Таблица 45. — Годишњи ток стварне и релативне облачности у Изањи, Оротави и на Јан Мајену

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.	колеб.
	стварна средња облачност													
Изања	3,7	4,5	3,9	3,4	2,5	1,3	*0,9*	1,6	2,6	4,7	**4,9**	3,9	3,2	4,0
Оротава	4,7	5,0	6,2	6,2	**6,4**	6,0	5,8	5,1	*4,6*	5,0	5,5	**4,7**	5,4	1,8
Јан Мајен	8,4	8,3	*7,9*	8,3	8,2	8,4	**9,0**	8,5	8,1	8,3	8,3	8,1	8,3	1,1
	нефички квоцијент													
Изања	116	141	122	106	78	41	*28*	50	81	147	**153**	122		125
Оротава	87	93	115	115	**119**	111	107	94	*85*	93	102	87		34
Јан Мајен	101	100	*95*	100	99	101	**108**	102	98	100	100	98		13
	нефички ексцес													
Изања	16	41	22	6	−22	−59	*−72*	−50	−19	47	**53**	22		125
Оротава	−13	−7	15	15	**19**	11	7	−6	*−15*	−7	2	−13		34
Јан Мајен	1	0	−5	0	−1	1	**8**	2	−2	0	0	−2		13

Упоређење уписаних вредности у таблици 45 доводи до важних закључака: 1) Средња годишња облачност на Канарским Острвима врло је умерена, али је у планинском месту Изањи за 2,2 мања, него доле на приморју, у Оротави; много знатније разлике настају у расподели облачности по месецима, услед различитог рељефа земљишта. Прво место има највећу облачност у позној јесени, друго, у позном пролећу, за половину године раније. Јан Мајен, у арктичкој области, има — напротив — знатно већу средњу годишњу облачност, али много равномернију расподелу по месецима, са максимумом у јулу, минимумом

у марту. Највећа облачност у летњим месецима климатско је обележје арктичке области. 2) Код релативних вредности не долазе уопште до изражаја стварне разлике у величини облачности, него само њихова расподела по месецима, у сразмери годишње вредности. Тиме је непосредно упоређивање знатно олакшано, јер је годишње колебање код релативних вредности знатно веће. 3) Код релативних вредности је карактеристично да су годишња колебања, у истоме месту, једнака код нефичког квоцијента и код нефичког ексцеса. 4) Вредност нефодромског квоцијента врло је сложена, јер се код ње, из већ изведених квоцијената, образује нови квоцијент, из кога се стварне прилике не могу никако уочити. То је само рачунски производ, без икакве везе са стварношћу.

Као што се види, једина добра страна горњих израза је олакшана упоредљивост годишње расподеле облачности. Али се од таквих израза нема велике користи и требало би о томе добро размислити пре њихове употребе. Стварна облачност у појединим местима и у појединим месецима не долази никако до изражаја, а нарочито не утицај рељефа земљишта, који аутор истиче. Овај је несравњено очигледнији код стварних вредности облачности. Конрад је упозорио [18, стр. 423] да се из самих средњих месечних и годишњих вредности облачности, као и из девијација, могу извести различити изрази, који ће добро послужити нарочитим сврхама испитивања. Примери Гројсмајра су и наведени да се јасније укаже на све напред поменуто.

50. **Ведри и мутни дани.** — Ови се дани употребљују у климатологији ради боље прегледности. Томе циљу служе и поједини степени облачности, али су код ведрих и мутних дана спојени екстремни степени скале за процењивање облачности. Ведри дани су, по Међународном метеоролошком кодексу [64], они у којима је средња дневна облачност мања од 2.0, док је код мутних дана ова средња вредност већа од 8.0. Често се у климатолошким радовима даје и број облачних дана. Овај се добија разликом између броја месечних дана и збира ведрих и мутних дана.

Поменути подаци су корисни за допуну описивања постојећих прилика код облачности, али се никад не сме ограничити само на њих. О томе сведочи и чињеница, што Хенес даје сасвим другачије границе између ведрих и мутних дана у Сједињеним Америчким Државама [65]. Он наводи да је ведро (clear) ако нема облака или ако је мање од 1/10 неба покривено облацима; разасуто (scattered) ако је 1/10 до 5/10 неба под облацима; паведрина (broken) ако је више од 5/10 до 9/10 неба под облацима; мутно (overcast) ако је више од 9/10 неба покривено облацима. По Блеру, међутим, такође Американцу [65a], дан се сматра као ведар (clear) ако је средња облачност 3/10 или мања, облачан (partly cloudy) ако је 4/10 до 7/10 неба под облацима, а мутан (cloudy) ако је под облацима 8/10 или више.

Подаци оних станица, у којима се степен облачности бележи трипут дневно и у којима се одређује честина ведрих и мутних дана, дају једино могућност да се процентна средња облачност и честина ведрих и мутних дана доведу у везу аналитичким путем. То су учинили у осамдесетим годинама прошлога века Мантел [66], Гросман [67]

и Кремзер [68]. Ако *c* (*c*ouvert) значи средњу честину мутних дана, *s* (*s*erein) честину ведрих дана, а *n* ако означује број дана у месецу, годишњем добу, итд., добијају се следеће једначине за везу са средњом облачношћу N:

1) Швајцарска $\qquad N = 51 + 49 \frac{c-s}{n}$

2) Сев. Немачка $\qquad N = 52 + 49 \frac{c-s}{n}$

3) Европски део СССР $\qquad N = 50 + 52 \frac{c-s}{n}$

4) Сједињене Америчке Државе $\qquad N = 53 + 48 \frac{c-s}{n}$

Ландсберг се, за одређење међусобних веза у Сједињеним Америчким Државама, служио једначином [69]:

$$N = a + b \frac{c-s}{n};$$

за константе a и b добио је ове вредности за средње месеце годишњих доба

	јануар	април	јул	октобар	средња
a	52,8	52,1	54,2	53,0	53,0
b	46,6	50,2	47,1	46,6	47,6
$b:n$	1,50	1,67	1,52	1,50	1,55

Код ових констаната највеће отступање од аритметичке средине није веће од 5%, а средње отступање код вредности $b:n$ је 0,06. По томе се може узети да је овај квоцијент константан, са просечном вредношћу од 1.55.

Ако се не узму у обзир неједнака дужина појединих месеца и претерана тачност, може се добити једноставнија једначина у виду

$$N = a + b\,(c-s)\,.$$

Према подацима опсерваторије Блу Хил добијене су за константе a и b одређене вредности, тако да предња једначина гласи

5) $$N = 47 + 2\,(c-s)\,.$$

Да би се видело како се прорачунавају вредности за ову једначину, и колико се прорачунате вредности слажу са стварнима, узети су за пример подаци Београда у периоду 1920—1947 (28 година). По овим подацима су везе између разлике у средњем броју мутних и ведрих дана са средњом месечном облачношћу у Београду такве природе да се могу изразити сличном једначином као за опсерваторију Блу Хил, наиме

6) $$N = 50 + 1{,}7\,(c-s)\,.$$

Таблица 46. — Везе између средње честине мутних (c) и ведрих (s) дана и средње облачности (N%) у Београду, у периоду од 28 година

		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.
дани	c	16,0	11,7	10,6	8,1	6,6	5,1	2,9	3,4	5,0	8,7	13,5	17,6	108,9
	s	1,9	3,1	4,9	4,4	4,9	7,2	9,8	11,9	9,9	7,8	3,1	2,0	69,9
	$c-s$	14,1	8,6	5,7	3,7	1,7	−0,1	−6,9	−8,5	−4,9	0,9	10,4	15,6	39,0
N	опаж.	73	66	60	57	53	49	37	36	41	52	68	75	55,6
	прор.	74	65	60	56	53	50	38	36	42	51	68	76	55,7
	оп-пр	−1	1	0	1	0	−1	−1	0	−1	1	0	−1	−1

Ради упутства како се врши прорачунавање добијају се по тој једначини следеће прорачунате вредности за три прва месеца и за август

I)	II)	III)	VIII)
14,1×1,7	8,6×1,7	5,7×1,7	−8,5×1,7
9 87	6 02	3 99	5 95
24,0	14,6	9,7	−14,5
50	50	50	50
74,0	64,6	59,7	35,5

Средње месечне вредности облачности у Београду прорачунате су и по формулама 2) и 3). При томе се показало да условима Београда боље одговара формула за европски део СССР, јер разлика између опажених и прорачунатих вредности није већа од $\pm 1\%$ ни у једном месецу.

Фикер се послужио т.зв. правилом мешавине да би одредио везу између средње облачности и средњег броја ведрих и мутних дана на острву Тенерифи [70]. То правило се своди на то да се раније дефинисаним ведрим данима припише средња облачност од 15%, мутним данима од 85%, и по томе је поставио следећу једначину

$$N = 50 - \frac{35}{n}(s-c).$$

Ова једначина вреди само у случају, ако је диференција у загради блиска нули, тј. примењује се за поднебља и месеце са подједнаким бројем ведрих и мутних дана.

Екстремне услове у расподели ведрих и мутних дана имају, с једне стране, поларне области и она приморја у којима ветрови с океана дувају целе године, а с друге стране, степске и пустињске области, као што то показује таблица 47. Статичка стања при обали Лаори Острва, у Јужним Оркниским Острвима, проузрокују много мутних дана, услед честог образовања стратуса, високе и приземне магле, као и на Бен Невису, планинском врху при влажној обали Шкотске. Каренко, на источној обали Формозе и на подножју преко 4000 метара високе планине, има такође погодне услове за велики број мутних дана, јер су овде тропске кише знатно појачане снажном орографском и динамичком кондензацијом водене паре. Супротне услове имају Шарлот Ваотерс, у пустињи Јужне Аустралије,

Таблица 47. — Просечни број ведрих и мутних дана у неким местима екстремних климатских услова

		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.
Лаори Острво	в	0	0	0	0	0	1	1	1	1	0	0	0	4
60.7° *S*, 44.6° *W*, 7 м	м	28	25	27	25	22	18	17	18	20	24	27	27	278
Бен Невис	в	1	1	1	1	2	2	1	0	2	1	2	1	15
56.8° *N*, 5.1° *W*, 1343 м	м	23	19	21	17	19	17	22	23	20	22	22	22	247
Каренко	в	0	0	0	1	1	1	4	2	1	1	1	0	12
24.0° *N*, 121.6° *E*, 19 м	м	26	23	24	23	21	16	11	13	15	19	20	22	233
Шарлот Ваотерс	в	14	15	19	17	16	15	17	19	22	17	11	14	196
25.9° *S*, 134.9° *E*, 192 м	м	2	2	2	1	2	3	2	1	1	2	3	2	23
Ифрен	в	27	17	22	24	27	26	31	30	27	22	20	20	293
32.0° *N*, 12.5° *E*, 713 м	м	1	9	4	2	1	1	—	—	1	3	4	7	33

и Ифрен, у пустињском пределу Триполиса. Ифрен има свега три мутна дана у врло топлом делу године, од маја до септембра.

51. **Магла.** — Магла је, као приземни облак, климатолошки важна из два разлога. Она, прво, дању спречава осунчавање, ноћу терестриско израчивање, а друго, магла је — донекле — извор атмосферске влажности. Магла, најчешће, не даје мерљиву висину падавина, али их делимично замењује код вегетације. Одавна се желело у крајевима Калифорније, који лети пате од суше, да се пронађе практичан и једноставан начин, како би се обилна влажност густе магле могла излучити [71]. Огромну количину влажности у себи имала је, несумњиво, магла у Паризу од 16 децембра 1905, која је имала висину од 400 метара и која је била толико густа да се отприлике до поднева употребљавала вештачка светлост [72]. Марлот је, на југозападном крају Јужне Африке, на Тебл Маунтен-у, могао утврдити, помоћу постављених жица, како магле и облаци, при ветровима са југоистока, могу довољно наквасити вегетацију на падинама овог брега [73]. Даље се могло утврдити да при маглама настају често и велике разлике у температури на кратким отстојањима, и да магле повећавају електрично поље атмосфере. Ово је поље јаче унутар маглене масе и на кратком отстојању од ње, него у околном ваздуху до исте висине.

Магла припада, тога ради, битнијим климатским факторима. Обичне статистичке карактеристике магле су ове: 1) просечни број дана са маглом, који се понекад може расподелити у различите степене густине; 2) вероватноћа дана са маглом, која се одређује као што је наведено у § 44; 3) просечно трајање магле у данима са маглом, изражено у часовима. Ту би се могли дати и подробнији подаци о томе да ли је има само ујутру или, можда настане поново увече, или се — у неким данима године — одржава целога дана. Последња карактеристика се прорачунава методом случајних података (§ 57).

Навешће се неколико примера за Београд, да би се видео поступак при одређивању. Ту је, у периоду 1921/45 (25 година) просечни број дана са маглом (густина 1 и 2) оволики:

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.
7,4	5,3	2,6	0,9	0,7	0,4	0,3	0,6	1,3	3,2	7,3	6,6	36,6

Из ове таблице се види да магле има и у летњим месецима. Али се вероватноћа магле, у неком месецу, мења од године до године. Просечна вероватноћа за месец јануар износи 7,4 : 31 = 0,24 у периоду 1921/45. Међутим је у јануару 1912 било 20 дана са маглом, па је и вероватноћа за ту годину 0,68, док је, у истом месецу, у 6 разних година био свега по 1 дан са маглом, што одговара вероватноћи од 0,03; ова је, по томе, око 23 пута мања од вероватноће за јануар 1912.

Просечно трајање магле одређује се једначином $D : d = p^N : d$ (§ 57). У њој је $p = r : n$, тј. апсолутна вероватноћа магле, N целокупни број часова у истом месецу, d број дана са маглом у истом месецу. На пример, у Београду су за јануар 1942 одговарајуће вредности: r (број магли забележен у неком месецу при сваком посматрању) = 29, n = 93 (= 31×3), N = 744 (= 31×24), d = 19. По томе је просечно трајање магле у овом месецу 12.2 часова.

Честина магле за јануар у периоду 1931/40 прорачуната је при првом посматрању (7 часова), затим честина у два прва термина посматрања (7 и 14 часова), честина за време другог посматрања (14 часова) итд. Истодобно је забележено у трајање магле између појединих термина посматрања, па је из њих изведено просечно трајање. Овде је потребно споменути ово: Ако је магла већ постојала при првом посматрању, настала је свакако раније, али се време почетка није могло одредити; зато се то означи симболом n (лат. $n$ox = ноћ), тј. да је почела ноћу, одн. пре 7 часова. Исто се уради ако је магле било при вечерњем посматрању (21 час), јер је престала доцније, дакле ноћу, ако се није стално задржала до идућег јутра. Просечне честине и трајања имају ове вредности:

час у коме је било магле	7	7+14	14	14+21	21	7+14+21
просечна честина, у данима	1,3	2,7	0,3	0,1	0,2	2,0
просечно трајање, у часовима	$n - 10^{53}$	$n - 17^{13}$	$8^{48} - 15^{28}$	$10^{15} - n$	$17^{52} - n$	$n - n$

Ови бројеви су карактеристични. Јануарске магле у Београду су дуготрајне и најчешће од јутра до ране вечери и од јутра до ноћи, док су по подневне и вечерње магле много ређе. Такви су, дакле, зимски услови. Другачије је у другим годишњим добима. Лети су ограничене поглавито на јутро; врло су ретке увече, а још ређе по подне. Јесен чини прелаз према зими. У октобру 1931/40 били су овакви услови

време у коме је било магле	7	7+14	14+21	7+14+21
просечна честина, у данима	1,6	0,4	0,1	0,2
просечно трајање, у часовима	$n - 10^{20}$	$n - 16^{54}$	$12^{15} - n$	$n - n$

У томе су месецу најчешће јутарње магле, затим јутарње са поподневним, али је било и дана са маглом од јутра до ноћи.

Густа магла у Београду је веома дуго трајала јануара 1930. Почела је 6-ог, пре јутарњег посматрања, и трајала је до 11-ог пре подне са густином 2; само је 9 јануара, од 11 до 15 часова магла била слаба.

То значи да је густа магла владала дуже од пет дана. Релативна влажност била је стално 100%; само је 9 јануара у 7 и 14 часова била мања, 98 одн. 96%.

Све ово објашњава много боље климатске прилике некога места или некога предела, ако се и за њега изведу средње и екстремне вредности. Пажљиво бележење појаве магле је од веома великог значаја у садашњем добу разгранатог ваздушног саобраћаја, јер је магла озбиљна препрека слободном кретању авиона, услед слабе видљивости.

III. ПАДАВИНЕ

52. **Опште о падавинама.** — Услови код падавина изражавају се на неколико начина у климатолошким радовима, и са разним ознакама. Најважније су: 1) средња месечна и годишња висина, 2) максимална и минимална висина у сваком месецу и години дужег периода посматрања, 3) број дана са мерљивом висином падавина, тј. од 0.1 мм и више, 4) честина одређене висине падавина, 5) трајање падавина, 6) вероватноћа, 7) интензитет падавина, 8) средње и најдуже трајање периода кише и суше.

Познато је да се подаци о мерењу падавина изражавају другачије, него код већине других климатских елемената. Док се код последњих, као општи израз, узимају средње вредности, код падавина се прорачунавају суме у одређеном времену, седмици, декади, месецу, итд. Тек се из тих сума дугогодишњих мерења изводе средње вредности, опет као суме, које зовемо средњом висином, или нормалном висином ако је период посматрања бар 25 година или дужи. За пољопривредне сврхе је од веће важности висина кише у вегетационом периоду (в. § 43). Почетак и крај ових периода у развитку биљака изводи се или из годишњег тока температуре или из фенолошког искуства, на пример време од средњег датума сејања до средњег датума почетка цветања, итд.

Међутим, пошто поједини месеци немају исто трајање, а падавине у њима се означују сумама, јасно је да се добијене месечне вредности не могу упоређивати међусобно и непосредно, као што је случај код температуре. Доцније ће се навести како се покушавало да се отклоне те неједнакости у трајању појединих месеца.

У местима где се падавине мере обичним кишомером, могу се одредити два основна елемента, према добијеним подацима: 1) укупна висина падавина у појединим данима, седмицама итд., 2) број дана са мерљивим падавинама, дакле са кишом, снегом, суснежицом и градом.

53. **Годишњи ток падавина.** — Годишњи период падавина нарочито је важан климатски елеменат. По теорији би се могло узети да је годишња висина падавина подједнако расподељена по појединим данима године. Другим речима, ако би годишња висина падавина била 730 мм, тада би на сваки дан дошло око 2 мм (= 730 : 365). По томе би се могле прорачунати и месечне висине падавина, па би се видело да су и оне подједнаке. Стварно је, међутим, и честина кише, као и одговарајућа висина, врло несразмерно расподељена по данима истога

месеца. Као пример ће се узети прва половина маја, по подацима Београда од 1926 до 1945 године (таблица 48). Период од 20 година употребљен је стога да би се добила што равномернија расподела честине и висине кише у сваком дану.

Таблица 48. — Дневне висине кише у Београду од 1—15 маја, у милиметрима, по мерењима 1926/45 године

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1926	—	0,2	—	0,0	6,5	4,3	1,0	2,7	0,2	8,9	11,5	—	—	—	—
27	0,0	—	0,2	0,6	1,5	—	0,0	—	0,0	7,7	2,2	—	3,8	—	—
28	0,7	0,4	2,3	—	3,4	1,1	—	0,7	6,4	2,1	3,7	5,0	3,2	—	—
29	5,5	2,4	—	2,1	1,6	—	—	—	—	1,8	8,4	0,0	5,9	15,1	5,7
1930	2,4	—	—	—	—	—	0,0	1,6	—	0,6	0,2	5,0	10,3	—	4,7
31	6,3	—	1,0	0,1	—	—	0,8	9,4	2,4	1,5	1,5	0,2	—	—	—
32	—	10,0	1,2	—	3,0	—	0,1	7,7	2,6	3,6	0,6	—	—	2,8	0,1
33	0,1	—	4,3	—	9,1	—	—	—	11,9	6,8	9,2	0,5	1,1	0,0	13,8
34	—	—	0,0	0,1	0,0	—	—	—	—	0,3	14,4	—	—	0,6	1,7
35	0,8	—	—	—	—	—	0,2	3,9	—	—	—	—	26,3	14,8	—
36	4,7	6,1	0,6	6,7	2,2	—	—	0,0	—	—	—	—	—	—	2,5
37	—	4,2	1,2	—	0,3	2,8	11,1	—	—	0,0	—	—	—	—	—
38	11,9	0,0	0,6	2,5	0,1	4,4	3,6	0,0	0,0	5,6	8,9	—	—	—	—
39	—	—	0,0	0,0	1,0	1,6	—	1,1	0,5	9,7	21,6	1,7	0,4	1,6	—
1940	1,0	0,4	—	0,0	22,0	7,0	0,1	—	—	0,3	—	14,0	—	—	0,0
41	0,9	0,0	5,3	1,1	6,9	—	0,0	—	1,7	9,5	3,6	7,7	10,3	—	—
42	2,2	6,7	3,1	0,2	—	—	—	—	—	0,0	0,9	0,0	0,3	14,2	0,5
43	—	0,5	—	0,7	0,7	—	3,4	5,4	—	5,8	0,9	2,0	—	—	0,1
44	—	0,2	0,1	4,2	—	—	—	—	—	0,0	0,0	2,1	0,4	7,8	—
45	—	2,3	2,0	—	—	—	0,1	—	—	—	—	—	—	—	6,7
чест. ≥ 0 мм	12	13	14	13	14	*6*	12	10	9	**17**	15	11	10	8	10
„ ≥ 0,1 мм	11	11	12	10	13	*6*	9	8	7	**14**	**14**	9	10	7	8
ср. вис.	1,8	1,7	1,1	*0,9*	2,9	1,1	1,0	1,6	1,3	3,2	**4,4**	1,9	3,1	2,8	1,8

Средња честина падавина у појединим данима месеца маја и одговарајуће средње висине кише сасвим јасно показују велике несразмере, при свем том што је употребљен период посматрања од 20 година. То је разлог, што се и висине падавина у разним годинама истога месеца такође мењају у широким границама.

Привредни значај падавина је поглавито условљен расподелом годишње висине по месецима. Одиста, иста годишња висина падавина сасвим различито упливише на биљни свет према томе да ли је равномерно расподељена, или је ограничена само на одређене месеце, као што је у монсунским областима са летњом кишом, или у средоземној области са зимским кишама. Тиме се долази до значајног разликовања поднебља са падавинама у свима годишњим добима и са строго периодским падавинама. У последњим крајевима се јасно издваја кишовито од знатно сувљега годишњег доба. Примери су изнесени у таблици 49 и то за Хавајска Острва са равномерном расподелом киша, под утицајем североисточног пасата [74, стр. 92—93], јужна острва Грчке са зимским кишама [75, стр. 179—180], средишни део Сахаре са летњим кишама [25, стр. 32].

Таблица 49. — Различита расподела висине падавина по месецима, у милиметрима

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.	рел. кол.
Хавајска Острва													
270	227	288	286	193	*164*	198	232	211	199	289	**305**	2862	4.9%
јужна острва Грчке													
103	92	54	30	23	10	*4*	9	22	60	110	**135**	652	20.1
средишни део Сахаре													
0	0	1	2	7	26	104	**116**	49	11	0	0	316	36.7

Релативно колебање падавина означује разлику у висини најкишовитијег (R_x) и најсувљег месеца (R_n) подељену са годишњом висином падавина (R), а квоцијент се помножи са 100. Служи се, дакле, формулом $100\frac{(R_x-R_n)}{R}$. Релативно колебање се изражава у процентима, и мерило је равномерности падавина у току године. Што је релативно колебање веће, тим су падавине неравномерније расподељене по месецима; то се јасно види из таблице 49. Релативно колебање је равно нули при потпуно равномерној расподели падавина.

Из напред поменутих разлога је важно да се овде наведу методи приказивања годишњег периода падавина или, по француском, плувиометриског режима. Основе за то су средње месечне вредности. Најглавнији методи су ови:

1) Прерачунавање месечних вредности у проценте или промиле годишње висине падавина. Промили су погоднији од процената стога, што се код њих избегава децимала; иначе су вредности једних и других исте, например 138‰ = 13.8%. Овим поступком се постиже велика прегледност, пошто је релативна расподела (било у процентима или промилима) годишње висине падавина прилично подједнака у неком већем пределу, при иначе веома различитим годишњим висинама падавина, а она се никако не истиче у стварним месечним вредностима. То значи, другим речима, да је непосредно упоређивање плувиометриских режима у разним крајевима света знатно олакшано релативном расподелом падавина по месецима.

Карактеристичан пример за то дају Црквице, најкишовитије место у нашој земљи, са даљом околином. Употребљено је шест станица, са крајњим отстојањем од 80 км у правцу северозапад-југоисток, и од 50 км у правцу југозапад-североисток, дакле на површини око 4000 км². Подаци су приказани у таблици 50 за период 1901/30

Стварне месечне висине падавина у наведеним местима омогућавају једино потврду да су оне знатно веће у позној јесени, него у току лета. Али, постоје веома велике разлике код падавина разних места у истом месецу. На пример, у јулу постоји разлика од 69 мм, у новембру чак од 679 мм, док екстремна разлика код релативних вредности није ни у једном месецу већа од 38‰, а просечна вредност је доста мања, 22‰. То доводи до закључка да разна места у истом месецу имају несравњено постојаније релативне вредности од стварних. Постојеће разлике, у истом месецу, код вредности у промилима, последица су утицаја рељефа земљишта на сваку станицу, и

Таблица 50. — Стварни и релативни годишњи период падавина у југозападном делу Црне Горе у периоду 1901—1930

место	вис.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.
		стварне вредности, у милиметрима												
Требиње	276	234	197	258	215	163	135	63	54	131	294	381	329	2454
Никшић	638	179	143	202	170	147	128	59	47	111	272	304	264	2026
Црквице	1097	530	377	592	421	260	185	102	81	229	740	885	776	5178
Кумбор	3	181	144	179	144	104	87	33	48	98	255	296	270	1839
Цетиње	671	418	340	440	296	200	146	62	72	168	562	675	564	3943
Титоград	40	147	127	145	131	102	83	53	47	82	244	206	183	1550
		релативне вредности, у промилима												
Требиње		95	80	105	88	67	55	26	22	53	120	155	134	
Никшић		88	71	100	84	73	63	29	23	55	134	150	130	
Црквице		103	73	114	81	50	36	20	16	44	143	171	149	
Кумбор		99	78	97	78	57	47	18	26	53	139	161	147	
Цетиње		106	86	112	75	51	37	16	18	43	142	171	143	
Титоград		95	82	94	84	66	54	34	30	53	157	133	118	

дејства влажних ваздушних маса при њиховом присиљеном узлазном кретању. Потребно је, поводом тога, упозорити на чињеницу да је кондензациони ниво у Боки Которској зими, понекад, веома низак; облаци се јављају већ на висини од 60 метара изнад морског нивоа.

Велики значај релативних вредности је и у томе, што се помоћу њих може доста тачно одредити колико падавина долази на одређено доба од годишње висине [76]. По наведеним подацима у таблици 50 добија се овакав преглед:

месеци	I—III	IV—VI	VII—IX	X—XII
промили	280	191	96	433

Види се да у позној јесени, од октобра до децембра, падне готово половина од годишњих падавина, а у позном лету, од јула до септембра, мање од десетине.

2) Прерачунавање на месеце једнаке дужине. Пошто су јануар и март, према суседном фебруару, отприлике за 11% дужи, показала се потреба да се те неједнакости у трајању појединих месеца, по могућности, отклоне. То се изводи на два разна начина.

Један метод узима трајање од по 30 дана за све месеце, дакле 360 дана годишње, па се средња висина падавина у фебруару (просечно 28,25 дана) множи са 1,062, а код месеца са 31 даном множи се са 0,968. То се може изразити и другачије: средња вредност за фебруар повећа се за 6,2%, док се код месеца са 31 даном смањи за 3,2%. Висине падавина остају непромењене код месеца са 30 дана. Недостатак код овог метода редукције на исто трајање месеца је у томе, што је годишња висина падавина смањена, отприлике, за 1,5% према стварној. Та незнатна разлика могла би се, свакако, пренебрегнути, али је уистини прилична; за Црквице је 76 мм, а то је, код овог места, скоро нормална висина кише у месецу августу. Тога ради се тако одређена годишња висина падавина стави у заграду. Таблица 51 показује стварне месечне висине падавина у Љубљани, у првом

реду, на основу 100-годишњих мерења. Ове су редуковане на месеце једнаког трајања од по 30 дана и уписане су у другом реду исте таблице (стр. 113).

Други је метод употребио Рену; он је, наиме, просечно трајање године од 365,25 дана поделио са 12, те је добио за сваки месец трајање од 30,4375, односно — заокружено — 30,44 дана. Зато треба стварну висину падавина за фебруар помножити са 1,077, за месеце од 30 дана са 1,015, за месеце са 31 даном са 0,982. Те вредности су унесене у трећем реду таблице 51. По овом методу се добије стварна годишња висина падавина, па је стога и правилнији од првог метода.

54. **Подробнији подаци о годишњем току падавина.** — Ради тачнијег обележавања климатских прилика у неком месту, унесе се у одељак у падавинама њихова највећа и најмања висина у истом месецу разних година, са ознаком у којој се години то десило. Ти подаци уписани су у 4 до 8 реду таблице 51. Хелман је предложио [77] да се, између најкишовитије (R_x) и најсувље године (R_n), образује квоцијент (или коефицијент) колебања, дакле $R_x : R_n$, ради боље карактеристике екстремног колебања падавина у одређеном времену. По величини тих колебања се одређује степен постојаности годишњих падавина у дугогодишњем низу посматрања. Еберле је приказао у своме раду [78] расподелу квоцијента колебања по целој земљи, а Рајхел [79], за субполарни појас.

Теже је употребити ове квоцијенте за поједине месеце, јер има пуно предела у којима уопште нема падавина у неким месецима, па би за њих квоцијент био бесконачан. Осим тога је разлика између највеће и најмање висине падавина у истом месецу разних година врло несразмерна, те и квоцијенти морају бити врло несразмерни. Зато ће се навести само да је годишњи квоцијент колебања за Љубљану 33,1.

Важни су још подаци о просечној и максималној дневној висини падавина у неком месецу, као и у највећој висини падавина у једном часу или у још краћим раздобљима. Да би се приближно видело у каквом су односу средње (R_x) и апсолутне дневне максималне кише (R_{ax}) према нормалним месечним висинама (R), узеће се за пример Загреб, по подацима од 80 година (1862—1941). За средње и апсолутне дневне максималне падавине прорачунате су и релативне вредности, у процентима средње месечне висине, дакле $100\frac{R_x}{R}$, одн. $100\frac{R_{ax}}{R}$:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
ср. висина	49	44	59	70	84	96	81	84	85	105	80	63
ср. дн. макс.	19	15	18	20	25	27	27	28	27	32	22	17
» » у %	38,8	34,1	30,5	28,6	29,8	28,1	33,3	33,2	31,8	30,5	27,5	27,0
апс. дн. макс.	41	35	54	42	68	54	84	119	71	83	64	51
» » у %	83,1	78,9	91,5	60,1	80,4	55,8	104,0	141,5	84,0	78,9	79,5	80,8

По овим бројевима излази да на средње дневне максимуме падавина долази око 31 % одговарајуће месечне висине, са колебањем од 27 до 39 %, а на апсолутне дневне максимуме отпада просечно 85 %, али са знатно већим колебањем од 60 до 141 %. Поред тога, апсолутни дневни максимум кише је у најтоплијим месецима већи од нор-

малне месечне вредности. Ту кише падају у виду врло јаких пљускова, те су и релативне вредности средњег дневног максимума нешто повећане.

Навешће се и примери за јаке кратковремене кише, по подацима плувиографа у Београду. Оне су, такође, ограничене на топлије месеце, када су најповољнији услови за конвективне струје, и по томе су динамичког постанка. О томе сведочи и чињеница, што најчешће настају приликом невремена, са електричним пражњењима. Тако је 24 маја 1937, од 2^{54} до 4^{03} часа (69 минута, пало 42,5 мм кише (= 58% од месечне нормалне висине), што одговара интензитету од 0,62 мм на минут. 27 августа 1937 пало је од 16 до 16^{27} часова 27,2 мм кише (= 51% од месечне нормалне висине), са интензитетом од 1,01 мм на минут. Највећи интензитет произвели су пљускови од 14 јула 1934, када је од 14^{56} до 15^{10} часова (14 минута) висина кише износила 21,9 мм (= 34% од месечне висине) са интензитетом од 1,56 мм на минут, и од 26 јуна 1936, када је од 18^{20} до 18^{35} часова (15 минута) висина била још већа, 25 мм (= 32% од месечне висине), а то одговара интензитету од 1,67 мм на минут. К. Милосављевић [80] бавила се је опширније овим питањем.

Треба, такође, обратити пажњу питању да ли постоје постепене промене у годишњем току падавина. То се може лако учинити, ако располажемо дуготрајним низом посматрања. Тада се изведу средње вредности за сваких 10 или 20 година, па се — упоређивањем узастопних података — утврди да ли годишњи период падавина подлежи некој секуларној промени. Пошто су промене код падавина од једне до друге године кудикамо веће, него код осталих климатских елемената, погодније је да се, за одређене секуларне варијације, узме дужи низ посматрања, а не десет година. За Љубљану су, по посматрањима у последњих 100 година, 1851—1950 [81], средње вредности од по 20 узастопних година изведене у приложеној таблици

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.	колеб.
1851—1870	88	*72*	106	90	118	112	113	116	142	**180**	147	100	1384	108
1871—1890	*57*	59	89	100	118	144	144	148	136	**175**	134	101	1405	118
1891—1910	85	*80*	92	111	121	142	138	144	135	**163**	112	109	1432	83
1911—1930	78	*61*	110	134	102	147	128	142	**163**	138	144	103	1450	102
1931—1950	89	79	*77*	98	120	140	108	126	141	**159**	142	113	1401	82

Највећу правилност показују средње годишње вредности, јер година има 12 пута дуже трајање од појединих месеци. Просечна 20-годишња висина падавина показује општу тенденцију да се постепено али врло неправилно смањује.

Секуларне промене код месечних вредности су правилније у топлијем делу године, ма да барометарске депресије тада чешће пролазе кроз Словенију, него у зимском годишњем добу.

Раније се, одиста, узимало да таквих промена нема, али је по новијим испитивањима [82] вероватно да карактеристичне варијације настају у краћим раздобљима; климатолози треба да обрате пажњу на њих.

Анго је дао нарочити метод за приказивање годишњег тока падавина [83]. То су релативни плувиометриски ексцес и релативни плувиометриски коефицијент; они дају јасну претставу о односу између стварне и равномерне или идеалне расподеле падавина, и чешће се употребљују у климатолошким расправама. Месечне висине падавина се, при томе одређивању, изразе у промилима годишње висине, док код равномерне расподеле долази по 85‰ на месеце са 31 даном, по 82‰ на оне са 30 дана, и 77‰ на фебруар. Релативне вредности падавина у Љубљани уписане су у осмом реду таблице 51, а равномерна расподела налази се у 9 реду. Разлике између релативне и равномерне расподеле падавина дају непосредно релативни екцес, или релативно отступање; те вредности су независне од апсолутне висине месечних падавина, али не искључују неједнаку дужину месеца (10 ред у таблици 51). Месеци са позитивном разликом су влажни, са негативном, суви, и то тим више, што су разлике веће. Сразмера између релативне и равномерне расподеле означује релативне коефицијенте (11 ред у таблици 51). Ако су ови већи од 1,00, месеци су релативно влажни, а у противном случају су релативно суви. Ти квоцијенти, дакле, показују постојеће разлике код појединих плувиометриских режима очигледније и јасније од релативног ексцеса. На пример, ако је коефицијенат 0,75, то значи да у томе месецу падне три четвртине од равномерне расподеле; ако је коефицијенат 2,00, значи да у томе месецу падне двапут више падавина од равномерно расподељених. Волис је овај метод применио на падавине у источном делу Сједињених Америчких Држава [84].

Ова прорачунавања је знатно олакшао Трен [85], јер се из његове таблице одмах одреди одговарајући релативни коефицијенат.

55. **Честина падавина.** — Саме средње месечне висине падавина нису довољне да јасно окарактеришу плувиометриске одлике некога места или предела. Мора се обратити пажња и на њихову честину. Честина падавина је, такође, климатски елеменат, који треба увек навести поред одговарајуће висине. Она је веома важна и за многе практичне потребе. Например, за повољан развитак вегетације није свеједно да ли ће одређена месечна количина кише пасти у три или четири дана, као јачи или слабији пљусак, или у десет и више дана, као умерена или слабија киша, када земљиште — па и вегетација — имају од ње већу корист. Суша би могла настати и при знатној количини кише, рецимо од 60 мм, ако би пала у два дана као провала облака или као јак пљусак; сви остали дани остали би суви, са високом температуром.

За хигијеничаре, лекаре у бањама и климатским местима, исто је тако важније знати колико у коме месецу има кишних дана, него како је киша расподељена по месецима. Поред тога је, са климато-тераписког гледишта, особито важно навођење о честини падавина у истом месецу разних година, јер се климатска повољност неког предела може само тако утврдити.

Под честином падавина подразумева се број дана са мерљивом висином падавина, тј. бар од 0,1 мм у одређеном месецу. То се, обично, зове број кишних дана, јер се и падавине у чврстом

стању мере као пала вода. Средња вредност кишних дана рачуна се са једном децималом. Доња граница дана са падавинама је различита у разним државама и није се успело да се постави међународна гранична вредност. Стога треба назначити, у сваком раду, шта се подра-

Таблица 51. — **Годишњи ток падавина у Љубљани приказан разним методима** (период 1851—1950)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.
1) средње висине падавина	79	*70*	95	107	117	137	126	135	144	**163**	136	105	1414
2) сведено на месеце истог трајања од по 30 дана	76	*74*	92	107	113	137	122	131	144	**158**	136	102	(1392)
3) сведено на месеце са трајањем од 30,4375 дана	78	*76*	93	109	115	139	124	133	146	**160**	138	103	1414
4) највећа висина падавина	267	272	315	290	404	304	*265*	324	341	435	**498**	312	2380
5) година са највећом висином падавина	1936	1947	1937	1873	1876	1935	1866	1908	1933	1852	1951	1937	1937
6) најмања висина падавина	*0*	2	2	6	24	28	**35**	21	13	7	1	2	767
7) година са најмањом висином падавина	1851	1863 1868	1854 1948	1865	1865 1919	1935	1853	1944	1865	1877	1924	1951	1857
8) релативне висине падавина у ‰ годишње висине	56	*49*	67	76	83	97	89	96	102	**115**	96	74	1000
9) равномерна расподела падавина по месецима у ‰	85	77	85	82	85	82	85	85	82	85	82	85	1000
10) релативан плувиометриски ексцес у ‰	*−29*	−28	−18	−6	−2	15	4	11	20	**30**	14	−11	
11) релативан плувиометриски коефицијент	0,66	*0,64*	0,79	0,93	0,98	1,18	1,05	1,13	1,24	**1,35**	1,17	0,87	
12) средњи број падавинских дана, 0,1 мм и више	10,9	*9,3*	12,4	13,7	**14,9**	14,3	12,6	11,9	11,4	13,9	12,9	12,6	150,8
13) највећи број падавинских дана	24	23	25	22	25	**26**	*21*	22	22	25	**26**	23	201
14) најмањи број падавинских дана	1	1	2	2	4	6	**7**	5	1	3	1	2	111
15) средња висина кише у једном месечном дану, мм	2,55	*2,48*	3,06	3,57	3,77	4,57	4,06	4,35	4,80	**5,26**	4,53	3,39	3,87
16) интензитет падавина	*7,2*	7,5	7,7	7,8	7,8	9,6	10,0	11,3	**12,6**	11,7	**10,5**	8,3	9,4
17) вероватноћа падавина	0,35	*0,33*	0,40	0,46	**0,48**	**0,48**	0,41	0,38	0,38	0,45	0,43	0,41	0,41

зумева под кишним даном. Познато је, сем тога, да су кишомери различитих конструкција, да су различито постављени, да је сигурност мерења различита, да посматрачи не раде свугде са истом пажњом.

Зато се несме узети сувише мала вредност за доњу границу дана са падавинама. Препоручује се да се саопшти и број кишних дана од 1 мм и више, јер се тиме знатно повећава упоредљивост података од разних станица. Најзад је на састанку Међународне метеоролошке организације у Варшави 1935 [88] решено да се уноси у радове и број кишних дана од 10 мм и више. Тиме се сигурније обележавају места са обилном дневном кишом. Све то је учињено из разлога да се учини боља разлика између дана са к и ш о м п о с в у д и ц о м [89], слабом, трајном и врло распрострањеном, и дана са п љ у с к о м, који је готово увек локалан. Слабе се кише врло често наставе после пљускова невремена; њима је нарочито условљено надолажење воде у потоцима и рекама, док се то веома ретко догоди после пљускова.

Средњи, највећи и најмањи број падавинских дана у Љубљани унесени су у 12 до 14 реду таблице 51. Какве су размере између средњег броја дана са падавинама од $\geqq$ 0,1, $\geqq$ 1 и $\geqq$ 10 мм показаће се на примеру Загреба у периоду 1862—1941. Средњи број падавинских дана од 1 и 10 мм, и више, приказан је и овде за сваки месец у промилима укупног броја дана с падавинама од 0,1 мм и више, да би се јасније утврдиле међусобне везе између једних и других:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год
0,1 мм	11,4	*9,3*	11,5	12,9	**14,0**	13,9	11,4	10,4	10,4	12,7	12,7	12,6	143,2
1,0 мм	*7,6*	*6,5*	8,5	9,4	10,2	**10,6**	8,8	**8**,1	7,8	9,8	9,0	8,5	104,8
„ у ‰	*66,7*	69,9	73,9	72,9	72,9	73,4	77,2	**77,9**	75,0	77,2	70,9	67,5	73,2
10 мм	*1,4*	*1,4*	1,8	2,2	2,8	3,3	2,7	2,8	3,1	**3,4**	2,9	2,2	30,0
„ у ‰	*12,3*	15,1	15,7	17,1	20,0	23,7	23,7	26,9	**29,8**	26,8	22,8	17,5	20,9

Најинтересантнији су, у овој таблици, бројеви о релативној честини дана с падавинама од $\geqq$ 1 и $\geqq$ 10 мм према броју кишних дана од $\geqq$ 0,1 мм. На број кишних дана од 1 мм и више долази око три четвртине кишних дана са 0,1 мм и више. Ти проценти су најмањи у хладним месецима, највећи у позном лету и у најкишовитијем октобру. Годишње колебање ових процената је, сразмерно, доста незнатно, нешто веће од 11‰. Доста је веће код сразмере између кишних дана од 10 мм и више према онима од 0,1 мм и више, јер износи 17,5‰. Иначе на дане са 10 мм и више кише долази око две десетине од броја дана са падавинама од 0,1 мм и више. Најмање су релативне честине у позној зими, од јануара до марта, 12,3 до 15,7‰, највеће, у раној јесени, од августа до октобра, 26,8 до 29,8‰, када су и пљускови много чешћи, због доста високе температуре.

56. **Везе између падавина, месечних и кишних дана.** — Употребом по два од ових елемената добијају се нове величине, од којих су неке важне за многе практичне потребе.

Како календарски месеци имају неједнаку дужину, тачна претстава о расподели падавина по месецима не добија се ни прерачунавањем у промиле. То је разлог што су К е т е л е и К р а ј л предложили да се прорачуна с р е д њ а в и с и н а п а д а в и н а у ј е д н о м м е с е ч н о м д а н у. Другим речима, средњу висину падавина треба поделити са бројем дана у одговарајућем месецу. В о ј е ј к о в се послужио овим методом за приказивање кишних прилика у Русији [88], а Б и г е л о за приказ истих у Сједињеним Америчким Државама [89]. За Љубљану је то приказано у 15 реду таблице 51. Неједнаке

дужине месеца су, тим начином, истина, искључене, али бројеви нису довољно јасни, јер их треба одредити до друге децимале. Зато се ретко употребљују у климатолошким радовима, као и методи наведени у § 53, одељак 2). Ипак је овај израз физички најразумљивији, јер се своди на дан као природну меру времена. Конрад и Полак, међутим, истичу [1, стр. 204] да је велики недостатак овог метода, што су сви ти бројеви нестварни. Јер, падавине су увек и свугде испрекидан климатолошки елеменат, у супротности са сталним постојањем температуре, парног притиска, итд.; има неких дана са падавинама и неких без њих, што јасно показује и таблица 48. Стога једнолика расподела падавина по свим месечним данима даје потпуно погрешну претставу о овој појави.

Интензитет (јачина или густина) кише означује сразмеру између висине и честине падавина у одређеном времену. Добија се, дакле, поделом средње висине падавина (*r*) са средњим бројем кишних дана (*d*), тј. квоцијентом $r:d$. Интензитет се мења са променама висине и честине падавина. Он се повећава, ако се висина падавина повећава — при истом броју кишних дана —; смањује се, ако се број кишних дана смањује — при истој висини падавина. Интензитет падавина мења се, на тај начин, пропорцијонално са висином, а у обрнутој сразмери са честином падавина у одређеном времену. По томе излази да су интензитетом изражене непосредне везе између висине падавина и одговарајућег броја кишних дана.

Величина интензитета најважнија је са географског гледишта, јер што је већи интензитет падавина, тим јаче су механичка денудација и ерозија. Раније је већ било споменуто да иста висина кише има другачије дејство, ако пада дуго и споро, као што су неке јесење кише, него ако падне као кратак, али веома јак пљусак.

Просечни годишњи интензитет падавина у Љубљани је 9,4 мм, што значи да у једном кишном дану падне, просечно, 9,4 мм висок слој воде (16 ред таблица 51). Интензитет се мења прилично правилно у току године. Он се, углавном, споро повећава од јануара до септембра, а доцније се доста брже смањује. Једини већи, али ипак незнатан поремећај настане у мају, јер је интензитет кише у овом месецу исти као у априлу. То је непосредна последица чињенице, што мај има тек за 9,3% већу количину кише, а за 8,8% већи број кишних дана од априла.

Вероватноћа падавина показује непосредне везе између броја месечних и броја кишних дана. Ова се величина (*P*) добија ако се број кишних дана (*d*) подели са бројем дана у дотичном месецу (*m*), дакле квоцијентом $d:m$. Ови бројеви нас непосредно упућују у промене код годишњег режима влажности ваздуха, знатно допуњују податке о висинама падавина, те су зато важни за биљну географију и за разна пољопривредна питања.

Вероватноћа падавина у Љубљани уписана је у 17 реду таблице 51. Те величине зависе поглавито од броја кишних дана у појединим месецима, а много мање од броја месечних дана, јер се ови мењају у веома уским границама, од 28 до 31. Тако, например, јануар и мај имају исти број месечних дана, али код средњег броја падавинских дана у Љубљани постоји — код ових месеца — разлика од 4 дана: 10,9 у јануару, 14,9 у мају. Мај има, тога ради, доста већу верoват-

ноћу кише (0,48) од јануара (0,35). Вероватноћа од 0,35 значи да се, у времену од 10 дана, падавине могу очекивати у три или четири дана. Ако је, напротив, вероватноћа 0,10, колика је у Хвару месеца јула, киша се може очекивати само у једном од 10 дана. — Кепен је приказао типове годишњег периода вероватноће падавина за крајеве на северној хемисфери [90].

Већа вероватноћа падавина у истом месецу настаје, свакако, у годинама са већим бројем кишних дана од просечног, а највећа је у години са највећим бројем кишних дана. Те вредности обележавају горњу границу вероватноће падавина. За Љубљану су прорачунате по подацима у 13 реду таблице 51:

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.
0,77	0,81	0,81	0,83	0,81	**0,87**	0,68	0,71	0,73	0,81	**0,87**	0,74	0,55

Наравно, горња граница вероватноће падавина могла би се још нешто повећати са продуженим низом посматрања, али не знатно више од наведених бројева. Вредности у овој таблици показују да се, у екстремним случајевима, може целе године очекивати око 7 дана са падавинама у сваких 10 дана, у јуну, октобру и новембру чак 8 до 9 таквих дана. Ови подаци су важни за практичне потребе, јер указују на колику се вероватноћу падавина може очекивати у изванредним случајевима.

Вероватноће падавина прорачунате су, за нека места са врло дугим низовима посматрања, за сваки годишњи дан.

Најзад се, према средњој честини дана са снегом и кишних дана, може извести сразмера између првих и других, тј. колика је вероватноћа (P_s) да ће од свих дана са падавинама уопште (d) бити дана са снегом (s). Служи се, према томе, формулом $P_s = s : d$. Тако је, например, у Београду (период 1888—1950)

средњи број дана са	X	XI	XII	I	II	III	IV
падавинама d	11,0	12,2	12,9	12,9	10,5	11,6	12,8
снегом s	0,1	1,5	4,9	6,7	4,6	2,7	0,3
вероватноћа P_s	0,02	0,12	0,38	0,52	0,44	0,23	0,02

Као што се види, у Београду има само зими вероватноће да ће, од 10 дана са падавинама, бити — отприлике — 4 до 5 дана са снегом.

57. **Карактеристике падавина по методу случајних података.** — Регистрације плувиографа омогућавају да се одреде још неке величине код плувиометриског режима. Например, помоћу плувиографских трака може се утврдити број часова са кишом у неком месецу, дакле вредност r. Поделом ове са бројем месечних часова N (јануар $31 \times 24 = 744$, април $30 \times 24 = 720$, фебруар $28 \times 24 = 672$, у преступној години $= 696$) добила би се вероватноћа часова са кишом, односно честина часова у којима је било кише или друге врсте падавине из облака.

Кепен је, међутим, дао једноставан начин, којим се све те величине могу добити и без регистрација, дакле за све метеоролошке станице без плувиографа [91]. Ту је он применио метод случајних података (§ 28). У том је случају једино потребно да се у месечним таблицама увек упише да ли је у неком часу посматрања било пада-

вина. Да би се јасније показало како се одређују даље величине треба дати тачну дефиницију употребљених симбола:

n = укупни број посматрања (например јануар 93, фебруар 84 одн. 87);
r = број термина посматрања у којима је било падавина;
N = укупни број часова у одређеном месецу;
d = број дана са падавинама у одређеном месецу;
h = висина падавина у одређеном месецу.

Нека је у неком месецу извршено n посматрања. Ако је, у истом месецу, било r посматрања приликом падавина, тада је квоцијент $r:n=p$ апсолутна вероватноћа падавина, тј. основа даљих Кепенових процењивања. „Апсолутна" се зове зато, што је независна од изабраног раздобља. Например, у Београду је у неким месецима и години периода 1926/35 било, просечно, оволико пута убележених падавина:

	I	V	IX	год.	
број термина са падавинама r	14,6	7,6	5,7	98,4	
укупни број посматрања n	93	93	90	1095,6	$(=365{,}2\times3)$
апс. веров. падавина p	0,16	0,08	0,06	0,09	

Укупно трајање падавина D добија се множењем апсолутне вероватноће падавина p са бројем месечних или годишњих часова N, дакле формулом $\left(\frac{r}{n}\right)N$. За Београд се добијају следеће вредности

	I	V	IX	год.	
укупни број часова N	744	744	720	8764,8	$(=365{,}2\times24)$
укуп. трај. падавина D	119,0	59,5	43,6	789,0	часова

Средње трајање падавина у кишном дану $D:d$ одређено је поделом укупног трајања падавина D са бројем кишних дана у одређеном времену d, тј. формулом $\left[\left(\frac{r}{n}\right)N\right]:d$. За Београд су добијене ове средње вредности

	I	V	IX	год.	
број кишних дана d	13,9	14,9	9,1	140,0	
трај. пад. у кишном дану $D:d$	8,6	4,0	4,8	5,6	часова

Средња висина падавина у кишном часу (часовна количина кише) $h:D$ прорачунава се поделом интензитета падавина $h:d$ са средњим трајањем падавина у кишном дану $D:d$; служи се дакле формулом $\left(\frac{h}{d}\right):\left[\left(\frac{r}{n}\right)N:d\right]=h:pN$. Београд има, по томе, ове величине

	I	V	IX	год.	
месечна висина падавина h	49,7	75,9	45,1	628,4	мм
интензитет $h:d$	3,58	5,09	4,96	4,49	мм
часовна висина падавина $h:D$	0,42	1,27	1,03	0,80	мм

Неколико последњих величина имају доста климатолошког значаја, али су још важније за разне хидротехничке радове, при грађењу канализације, водовода, итд., где је детаљно познавање тих величина веома корисно. Ипак се мора навести да су све те вредности и величине само приближно тачне, а никако нису стварне.

58. **Аномалија падавина.** — Средња аномалија падавина означује просечно отступање висине падавина у истом месецу разних година од средње вредности, као што је споменуто у § 24. О томе, дакле, не би требало писати да падавине немају нарочиту особину, према већини осталих метеоролошких елемената. Наиме, код падавина је потребно засебно прорачунати позитивне, а засебно негативне аномалије, пошто увек имају тачно одређену доњу границу (0 мм), док им је горња граница неодређена.

За пример су узете кише у Хвару, у периоду X 1858—IX 1918, без 1863 (60 година) [103, стр. 74—76]. Подаци у првом реду таблице 52 показују да Хвар има најмању средњу промењивост кише у топлим и сувим месецима, од маја до августа, просечно од ±22,6 мм, највећу у три хладнија и најкишовитија месеца, од октобра до децембра, али просечно колебање око нормалне вредности није ни у њима веће од ±53,9 мм. Зимска половина године је, уопште, много промењивија у висинама падавина од летње половине. То је знатним делом последица већих промена ваздушног притиска у хладнијим месецима, и веће нестабилности времена. Најмању и највећу средњу аномалију кише имају јул (±15,3 мм) и новембар (±62,6 мм), тј. најсувљи и најкишовитији месец. Тиме су јасно истакнуте везе између кишовитости и средње аномалије кише у појединим месецима.

Код позитивних и негативних аномалија постоји, такође, прилична правилност. Ова се, с једне стране, испољава тиме, што и једне и друге имају најмање средње вредности од маја до септембра, и то позитивне +26,7 мм, негативне –19,8 мм, а највећу вредност достижу у три најкишовитија месеца, октобар—децембар: позитивне +53,9 мм, негативне –43,9 мм. С друге стране, што је још важније, огледа се у

Таблица 52. — Средње, позитивне и негативне аномалије кише у Хвару у појединим месецима и години (60 година), у милиметрима

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.
средња	32,0	36,9	31,2	31,5	23,5	21,9	15,3	29,9	37,9	50,3	62,6	48,7	130,0
позитивна	41,1	41,4	32,3	41,1	26,6	22,4	20,0	37,9	51,7	63,9	84,1	55,0	134,4
број година	26	28	29	23	27	29	24	24	22	26	23	27	
негативна	25,3	33,0	30,2	25,5	20,9	21,4	12,2	24,6	29,9	39,6	48,8	43,4	125,5
број година	34	32	31	37	33	31	36	36	38	33	36	32	

томе, што сви месеци имају знатно већа позитивна, него негативна отступања, и обратно, што су средња негативна отступања доста чешћа од позитивних. То не вреди само за Хвар, већ и за места дубоко у унутрашњости, као што је — например — Крагујевац. У Хвару је просечна вредност позитивне аномалије падавина +43,1 мм, негативне, –29,5 (размера 100 : 68 %), док су одговарајуће вредности у Крагујевцу +53,7 мм и –35,7 мм (размера 100 : 67 %).

Грифит Телор обележава, најзад, и поузданост падавина (reliability of the rain) помоћу аномалија одн. средње променљивости годишњих падавина [98, стр. 36]. Падавине су поуздане у крајевима са малом средњом променљивошћу годишњих вредности. Такво место је, по њему, Перт, на југозападној обали Аустралије, са средњом променљивошћу од 10%. Ова је у Сидни-у, на југоисточној обали Аустралије, повећана на 20%, док је у Шарлот Ваотерсу преко 50%, јер је то изразит пустињски крај. Код нас је, например, поузданост падавина у Загребу (период 1862—1951) 13,6%, у Хвару (период 1858—1918) 16,5%.

59. **Ефикасне падавине.** — Овај појам увели су у литературу Брико и Стрифлинг [91a] из следећих разлога. Плувиометриски режим у околини Лиона обележава се обилатим кишама од априла до новембра, са главним максимумом у септембру, споредним у мају, док је суво доба ограничено на хладнији део године, од децембра до марта, са минимумом падавина у фебруару (слика 27, крива *R*). Али се лионско лето, са пољопривредног гледишта, одликује напротив својом суватом; ратар, дакле, треба да рачуна са топлим и сувим летима. Та противречност је, међутим, само привидна. Настаје стога, што кратке и јаке кише, обично велике висине, одвојене дужим периодима високих температура, мало користе ратарима, јер се огромна количина пале воде изгуби испаравањем и отицањем. То неслагање између климатолошке статистике и искуства земљорадника најизразитије је лети, али постоји и у осталим годишњим добима.

Бројне вредности између висине падавина и броја падавинских дана у неком месецу нису довољне за потпуну потребу земљорадника. Стварни је задатак да се одреди количина воде q, коју земљиште може апсорбовати у јединици времена, а затим да се прорачуна укупна количина апсорбоване воде Q у току целог трајања падавина t, дакле

$$Q = q \cdot t .$$

Пошто се q несумњиво мења са степеном влажности тла, и по томе је функција времена t, то би се тачније изразило једначином

$$Q = \int_0^t q(t) \cdot dt .$$

Наравно, вредност q зависи и од природе тла; тако, например, глиновито тле знатно мање апсорбује или упија падавине од растреситог песковитог тла.

Како још нема довољно огледних радова о поменутим питањима, писци се ослањају на највероватније претпоставке: 1) да је интензитет апсорпције константан; 2) да је интензитет апсорпције једнак у свима врстама земљишта. По споразуму са разним стручњацима прихваћен је метод Шаптала [92], и узето је да је

$$q = 1 \text{ мм/час},$$

тј. да тле може, просечно, апсорбовати око 1 мм воде у току једног часа. То је дефиниција **ефикасне**, одн. делотворне или корисне **кише**.

Ова претпоставка доводи до следећих закључака: а) Све падавине са интензитетом од 1 мм/час или мањим апсорбоване су у целини. б) Код падавина са већим интензитетом од 1 мм/час, апсорбован је у тлу само онај део који одговара интензитету од 1 мм/час.

Практично је, наравно, немогуће одредити интензитет сваке падавине помоћу читања са плувиограма. Зато се за све такве дане упоређују висине падавина са њиховим трајањем, ради прорачунавања „висине ефикасне кише" R_e, која одговара претпостављеној апсорбованој количини воде. То одређење се врши овако:

а) Ако је трајање падавина t (у часовима) веће од стварне висине падавина R (мм) или равно њој, тада је средњи интензитет падавина мањи од 1 мм/час. Другим речима, може се претпоставити да је цела пала вода задржана у тлу, и написати:

$$\text{када је} \quad t > R \quad \text{биће} \quad R_e = R.$$

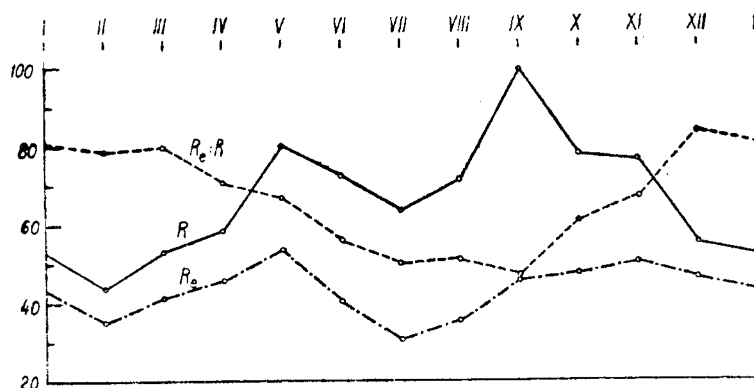
б) Ако је трајање падавина t мање од њене висине R може се претпоставити да је у тлу задржано само онолико милиметара воде, колико је протекло часова од почетка до краја падавине. Дакле,

$$\text{када је} \quad t < R \quad \text{биће} \quad R_e = t.$$

На тај су начин, по подацима Брона, близу Лиона, у периоду 1931 1949, добијене стварне месечне висине падавина R, ефикасне висине падавина R_e и коефицијенти ефикасности $R_e : R$, у процентима:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.	рел. кол.
R	52,9	*44,0*	53,2	64,0	80,1	72,2	63,7	71,4	**99,3**	78,2	76,8	55,4	811,2	6,8%
R_e	43,0	35,2	41,6	45,8	**53,6**	40,5	*30,7*	35,5	46,0	47,2	50,5	46,4	516,0	4,4
$R_e : R$	81	79	80	71	67	56	50	51	*47*	61	67	**84**	65	

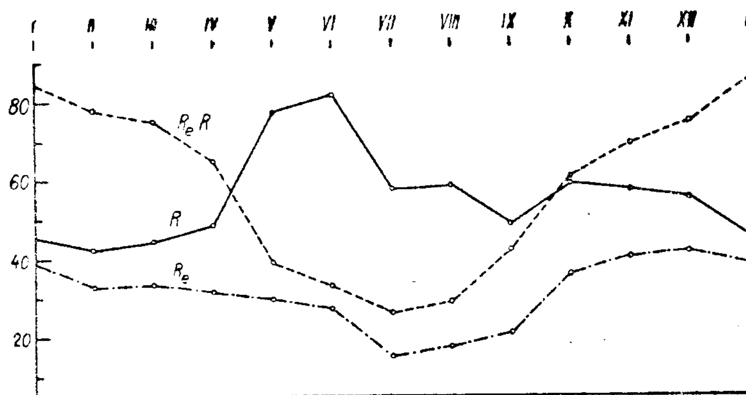
Везе између годишњег тока стварних падавина R и ефикасних падавина R_e много се јасније истичу на слици 27. Скала за њих унесена је на левој страни ординате. Годишњи ток коефицијената ефикасности уцртан је, такође, у истом дијаграму испрекиданом линијом, а скала је и за њих на левој страни ординате.



Слика 27. — Годишњи ток стварних падавина R, ефикасних падавина R_e и коефицијената ефикасности $R_e : R$ у Брону

Помоћу претходних разматрања су одређена плувиометриска годишња доба за околину Лиона са гледишта њиховог противдејства на пољопривреду. Суво доба од јуна до септембра обележено је сразмерно малим вредностима ефикасне кише и коефицијентима ефикасности око 50%. Максимум суvоте настане у јулу (30,7 мм). Кишовито доба траје осам месеци, од октобра до маја, са два максимума ефикасних падавина, први, умерен, у новембру

(50,5 мм), други, нешто јачи, у мају (53,6 мм). Између ових јавља се сувље доба, од јануара до марта. Та схема потврђује значај летње суроте, а јесењих, зимских и пролетњих падавина за обнављање залихе воде у тлу. Залихе воде у тлу се, одиста, у околини Лиона образују од октобра до марта, које затим употребљавају биљке за обезбеђење свога растења. Кише, које падају у активном периоду вегетације, само спречавају да се залиха воде сувише нагло исцрпе.



Слика 28. — Годишњи ток стварних падавина R, ефикасних падавина R_e и коефицијената ефикасности $R_e : R$ у Београду

М. Милосављевић је прорачунао ефикасне падавине и коефицијенте ефикасности за Београд, у периоду 1925—1952 [92 а], и добио је овакве вредности

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.	рел. кол.
R	45,4	*42,3*	44,5	48.4	77,3	**81,7**	58,0	58,5	48,9	59,2	57,7	55,5	677,4	5,8%
R_e	38,6	32,8	33,3	31,4	29,8	27,1	*15,0*	17,2	20,6	36,0	40,1	**41,9**	363,8	7,4
$R_e : R$	**85**	78	75	65	39	33	*26*	29	42	61	69	75	54	

За упоређивање ових података са онима код Лиона много ће боље послужити слика 28, у којој су нацртане све три криве за Београд, на исти начин као на слици 27. Јасно се види, по разним облицима кривих у ова два дијаграма, да се Београд налази у сасвим другачијој климатској области од Лиона. Нарочито сведоче о томе релативна годишња колебања (§ 53) стварних и ефикасних падавина. Јер, Београд има код стварних падавина мања, код ефикасних падавина већа релативна колебања од Брона. Поред тога је годишња разлика код коефицијената ефикасности у Београду за 22% већа, него у Брону. Све то су последице знатно континенталнијег положаја Београда. Лион је, одиста, тек 250 км удаљен од обале Средоземног Мора. Једина је сличност у томе што је код плувиометриског режима фебруар најсувљи месец у оба места, али је у Брону најкишовитији септембар, у Београду, напротив, месец јун.

Али, ако се узме да релативно суви месеци у Београду имају мању висину ефикасних падавина од 50 мм и мање коефицијенте ефикасности од 50%, доћи ће се до овог закључка: **Влажно доба** влада у Београду од октобра до априла, са максимумом у децембру, а **суво доба** траје од маја до септембра, са минимумом у јулу, дакле су ова доба доста слична са онима у околини Лиона.

60. **Расподела честине дневних висина падавина.** — Интензитет обележава висину падавина у **просечном** кишном дану одређеног раздобља, рецимо месеца. Али су, поред интензитета, исто толико важне честине разних дневних висина падавина, не само са

климатолошког, већ и са практичког, као и физичког гледишта. Да би се осведочили о томе, приказаће се расподела честине разних дневних висина падавина у Београду, и то у најсувљем фебруару и најкишовитијем јуну за период од 30 година (1921/50). Сви ти подаци уписани су у таблицу 53. Претходно треба дати нека обавештења. Прво је у таблици изнесен укупни број дана без кише (0). Сви дани са висином падавина од 0,1 до 1 мм убројани су у честину дневних падавина од 1 милиметра, дани са висином од 1,1 до 2 мм уведени су у честину дневних падавина од 2 милиметра, итд. Поред тога, како је укупни број фебруарских дана (847) мањи од укупног броја јунских дана (900), морале су се честине дана са одређеном дневном висином падавина прерачунати и у промиле укупног броја дана у фебруару и јуну, ради могућности непосредног упоређивања.

По релативним вредностима у таблици 53 може се закључити да у фебруару знатно преовлађују дани без падавина и са слабим падавинама до 3 мм (855 ‰), док уопште нема дана са већом дневном висинсм кише од 27 мм. У јуну је, напротив, доста више дана са већом дневном висином падавина: 29 дана, у току од 30 година, имало је у јуну већу дневну висину кише од 20 мм, а 9 дана већу висину од 30 мм. 29 јуна 1940 пало је чак 77.9 мм кише.

Таблица 53. — Расподела честине разних дневних висина падавина (мм) у Београду, у месецу фебруару и јуну (период 1921—1950)

вис. падавина	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
фебруар број	497	140	55	32	23	19	11	9	11	9	7	4	7	6	4	4
јун број	511	112	48	32	26	25	19	19	13	10	10	8	7	6	5	4
фебруар ‰	587	165	65	38	27	22	13	11	13	10	9	5	9	7	5	5
јун ‰	568	125	53	36	29	28	21	21	15	11	11	9	8	7	6	5
разл. VI-II	—19	—40	—12	—2	2	6	8	10	2	1	2	4	—1	0	1	0
вис. падавина	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
фебруар број	1	1	1	2	2	.	.	.	.	.	1	1	.	.	.	.
јун број	2	4	3	3	4	5	2	2	2	2	2	2	2	1	.	1
фебруар ‰	1	1	1	2	2	.	.	.	.	.	1	1	.	.	.	1
јун ‰	2	5	3	3	4	6	2	2	2	2	2	2	2	1	.	1
разл. VI-II	1	4	2	1	2	6	2	2	2	2	1	1	2	1	.	1
вис. падавина	32	33	.	.	37	.	.	.	50	51	.	53	.	.	.	78
јун број и ‰	2	1			1				1	1		1				1

Криве честине у појединим местима или у месецима истога места доста би допринеле физичком објашњењу кондензационих збивања у атмосфери. Већ постојеће разлике између јуна и фебруара у Београду указују да су кише динамичког порекла у прилично великом броју јунских дана, а то је много ређе у месецу фебруару. Сличне прилике какве постоје у Београду код релативног броја дана без падавина владају и у крајевима другачијих климатских услова, на пример у Паризу, Лењинграду, подгорини Централних Алпа, итд. [93]. Стварна честина падавина се, по овим чињеницама, показује у другачијој слици од оне коју ми имамо, и која је у супротности са другим климатолошким искуствима.

61. **Графички приказ годишњег тока падавина.** — Употреба дијаграма знатно помаже очигледности и разумевању климатских података. Два обична начина за приказивање расподеле падавина по месецима јесу: 1) хистограм и 2) исправљен полигон честине помоћу уравнавања. Подробнији подаци о њима дати су у § 8, а графички су приказани на сликама 1 и 2. Много се ређе употребљује трећи начин, тј. метод кумулације, који је такође споменут у § 8. Примена овог метода на падавине показаће се код плувиометриског режима Златоуста, места на Уралу [94], средишног дела Сахаре [25, стр. 32] и Атине [94а], који су приказани у таблици 54.

У ову таблицу су унесене месечне појединачне и кумулативне висине падавима, у милиметрима као и у ‰ годишњег збира. Саме месечне висине падавина нису погодне за графички приказ ових услова, услед различитих годишњих висина падавина: Златоуст 518 мм, средишни део Сахаре 316 мм, Атина 397 мм, него су то релативне месечне вредности, у промилима годишње, у којима је отклоњена та неједнакост.

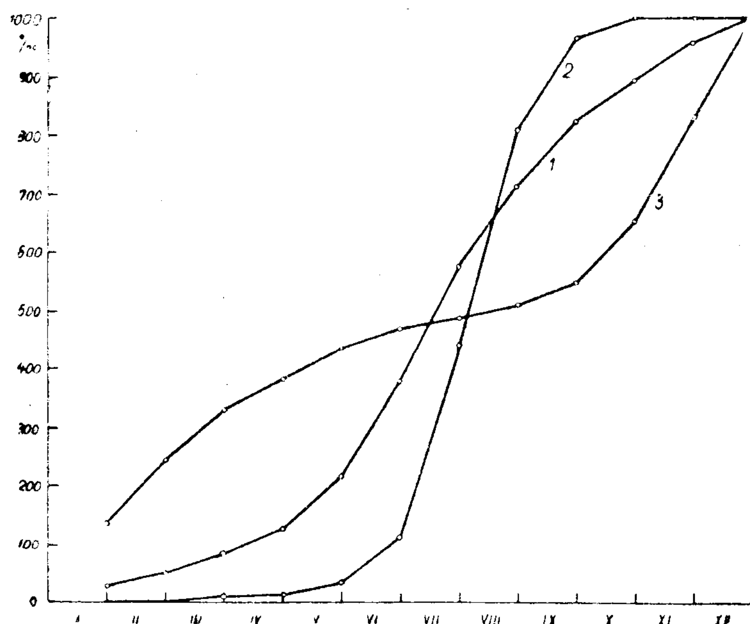
Таблица 54. — Појединачне и кумулативне месечне висине падавина, у милиметрима и промилима, за Златоуст, средишни део Сахаре и Атину

		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	збир
Златоуст	мм	14	14	15	23	48	83	102	71	56	39	32	21	518
	Σ мм	14	28	43	66	114	197	299	370	426	465	497	518	
	‰	27	27	29	44	93	160	197	137	108	75	62	41	1000
	Σ ‰	27	54	83	127	220	380	577	714	822	897	959	1000	
сред. део Сахаре	мм	0	0	1	2	7	26	104	116	49	11	0	0	316
	Σ мм	0	0	1	3	10	36	140	256	305	316	316	316	
	‰	0	0	3	6	22	82	329	367	156	35	0	0	1000
	Σ ‰	0	0	3	9	31	113	442	809	965	1000	1000	1000	
Атина	мм	55	41	35	21	21	14	6	9	15	43	69	68	397
	Σ мм	55	96	131	152	173	187	193	202	217	260	329	397	
	‰	139	103	85	53	53	35	15	23	38	108	174	171	1000
	Σ ‰	139	242	330	383	436	471	486	509	547	655	829	1000	

Слика 29 представља много јасније карактеристике у променама кумулативних вредности од једног до другог месеца од наведених бројева у таблици. Крива Златоуста је у почетку и на крају године блага, а стрма у топлијем делу године. Још много изразитија је крива средишног дела Сахаре, јер је у хладнијем делу године паралелна са апсцисом, а у најтоплијем делу године знатно стрмија од криве Златоуста, готово окомита. Супротан облик има крива Атине, услед преовлађујућих зимских киша, а веома сувог лета.

Помоћу овог метода графичког приказивања могу се непосредно одредити нека бројна обележја, ако је скала на цртежу довољно велика, нарочито на апсциси, да би се могле прочитати тражене вредности за сваку пентаду, па и за сваки поједини дан. Например, хоћемо да утврдимо у коме датуму настане половина од годишње висине падавина, дакле вредност од 500 ‰. Тада се, у цртежу, код те вредности на ординати, повуче водоравна линија, паралелна са апсцисом.

По томе, половина од годишње висине падавина настане у Златоусту 19 јуна, у средишном делу Сахаре 5 јула, у Атини 19 јула. Сличне би се вредности добиле, ако се годишње варијације поделе у четвртине (250, 500 и 750 ‰), или десетине (100, 200, 300‰ итд.).



Слика 29. — Кумулативне месечне висине падавина, у ‰ годишње суме: 1) Златоуст, 2) средишни део Сахаре, 3) Атина

Датуми се могу прорачунати и из података у таблици 54. Например, треба да одредимо за Златоуст на који датум долази три четвртине (750 ‰) од средње годишње висине падавина. То се тражи у четвртом реду, где су уписане кумулативне релативне вредности. Овде се, код августа, наиђе на вредност од 714 ‰. Разлика од августа до септембра износи 108 ‰, а разлика у броју дана је 30. С друге стране, између 714 и 750 ‰ постоји разлика од 36 ‰. На основу ових бројева добија се пропорција $108:30=36:x$. Овде је x тражени датум, а вредност му је 10. Пошто кумулативна величина од 714 ‰ одговара последњем датуму августа, релативна висина падавина од 750 ‰ настаје 10 септембра.

Телор је пронашао начин [95] да се међусобне везе између два различита климатска елемента, например средњих месечних температура и одговарајућих вредности температура у затвореном простору, релативне влажности, или облачности, итд., прикажу помоћу координатног система. Телор је такве дијаграме назвао климограми. Ако се узму средње месечне висине падавина и средње месечне температуре, у таквом графичком приказу је на ординати убележена скала за падавине, на апциси, скала за температуре. Одговарајуће висине падавина и температуре обележе са тачком на дотичном месту координатног система, а по томе се све повежу линијама. Ове криве зову се хајзерграфи[1]; оне имају веома различите облике, према томе у коме делу године су падавине најобилније и најслабије. Главни облици приказани су бројевима у таблици 55 и цртежом на слици 30.

Пошто се, на скалама, падавине повећавају од доле на горе, а температуре од лева на десно, биће крива са летњим кишама нагнута нагоре, док је крива са зимским падавинама нагнута у супротном правцу. Другим речима, ако би владала подједнака расподела темпе-

---

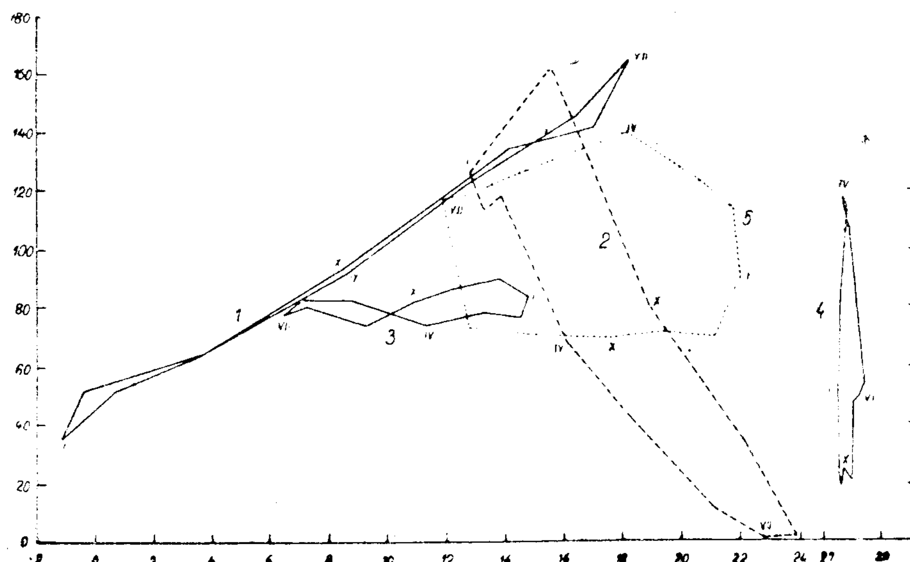
[1] Ради краће ознаке удруженог дејства температуре и падавина, два веома важна климатска фактора, Тајлер је био приморан да за то измисли нову реч „hyther", према почетним словима грчких речи за воду и топлоту: hydro + thermos [96].

ратуре код ова два типа, одговарајуће криве би се пресецале. Уочљива издуженост дијаграма са лева на десно указује на велико колебање температуре, а подједнаку висину падавина, док издуженост од горе

Таблица 55. — Температуре и падавине Луцерна, Гибралтара, Данидина, Малден Острва и Сиднија за приказ хајзерграфа

		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Луцерн 451 м	т.	*—1,3*	0,7	3,7	8,6	12,7	16,4	**18,3**	17,1	14,1	8,4	3,7	—0,4
	п.	*36*	52	60	92	121	145	**165**	142	134	92	60	52
Грибралтар 16 м	т.	*12,8*	13,3	13,9	16,1	18,3	21,1	22,8	**23,9**	22,2	18,9	15,6	13,3
	п.	125	113	118	68	43	12	*1*	3	35	81	**162**	138
Данидин 70 м	т.	**14,8**	14,5	13,3	11,3	8.8	7,1	*6,3*	7,2	9,3	10,9	12,2	13,6
	п.	84	77	78	74	82	83	78	80	*73*	81	86	**90**
Малден 0. 8 м	т.	*27,5*	27,6	27,8	27,7	28,1	**28,4**	28,2	28,1	28,0	27,7	27,6	27,6
	п.	54	86	114	**117**	107	54	49	39	21	24	*19*	21
Сидни 44 м	т.	**22,0**	21,8	20,7	18,2	14,8	12,6	*11,5*	12,8	15,1	17,6	19,4	21,1
	п.	90	114	122	**140**	127	121	118	73	71	*70*	71	*70*

надоле означује неједнаку расподелу падавина при подједнаким температурама. Неправилни елиптичан или округласт облик добија крива, ако екстремне висине падавина настају средином пролећа и јесени, а екстремне температуре се појаве средином зиме и лета.



Сл. 30. — Примери хајзерграфа; 1) Луцерн, летње кише, 2) Гибралтар, зимске кише; 3) Данидин, равномерне кише; 4) Малден Острво, равномерне температуре; 5) Сидни, јесење кише

Први облик криве показује Луцерн, место у Швајцарској [75, стр. 157]; други облик, са доста ширим појасом, има Гибралтар, место на западном крају Средоземног Мора [75, стр. 190]; трећим обликом се одликује место Данидин, на Јужном Острву Новог Селанда [97, стр. 129]; Малден Острво, у Полинеским Спорадима [74, стр. 94], обележено је врло изразитим четвртим обликом криве, док пети облик има Сидни, место на југоисточној обали Аустралије [98, стр. 82].

Постоји још један метод за графичко приказивање међусобних веза између средњих месечних падавина и температура, али на другачијем принципу. Овај метод комбинује једноставност са корисном употребом за екологе, којима је нарочито потребна упоредна анализа података посматрања. У првом реду долази у обзир трајање вегетационог периода, расподела падавина, као и екстремне температуре у томе периоду. Максималне температуре су важне, ако — при њима — биљке почну венути, услед веома јаке транспирације, а минималне, ако настану почетком вегетационог периода, као убитачни мразеви.

Овај метод [99] употребљује концентричне кругове, код којих се полупречници повећавају за исту дужину, рецимо за 1 см. Код падавина се обично узимају као јединица разлике од по 10 мм, код температура од по 5°, и ове се повећавају од средишта круга према периферији. Ако су падавине сувише велике, као што су на Црквицама или Цетињу, треба узети за јединицу доста веће разлике. На карти са температурама је првим унутрашњим кругом означена температура од 0°, док средиште одговара температури од $-5°$. Да би се обележили поједини месеци, повуку се 12 полупречника на отстојању од по 30°, и распоређени су правцем кретања сказаљке, као што се види из слике 31. На тим се полупречницима унесу средње вредности температуре и падавина. Када се све добијене вредности повежу линијом добије се неправилан 12-острани полигон. Пошто вегетациони период почиње и престаје отприлике при срењој температури од 5°, и како се биљке најбоље развијају при средњој температури око 15°, ова два круга се могу истаћи дебљом линијом. Тачке, на којима периметар температурног полигона пресеца круг од 5°, узима се да одговарају почетку и крају вегетационог периода. Линијом, која је повучена од средишта кроз пресецишта поменутих линија, одвојен је вегетациони период од периода мировања. Исте ове линије се повуку и код карте падавина, па се тада јасније види који део од ње припада вегетационом периоду.

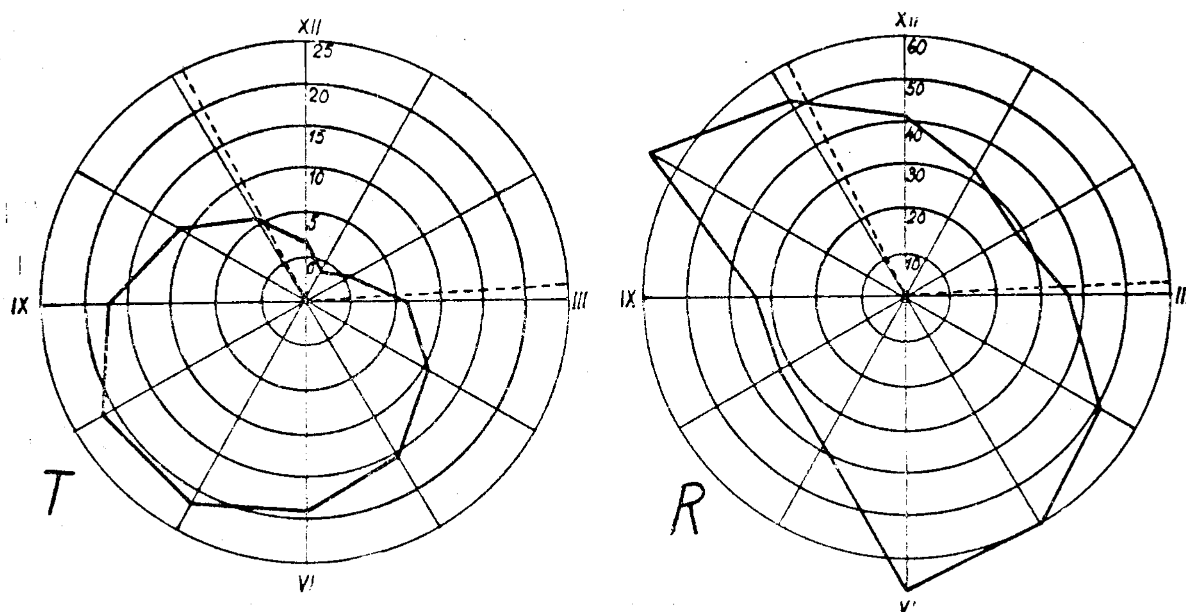
Ајфел се послужио овим начином приказивања годишње расподеле главних климатских елемената још 1906 године [100], без повезивања појединих потеза линијама. Тиме је успео да, на географској карти, непосредно упоређује годишње промене код истог климатолошког елемента у главнијим местима Француске.

За пример како се овим методом добија графички приказ узето је Врање, чије су средње температуре и падавине оволике у периоду од 30 година:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
сред. темпер.	−0,6	0,8	6,5	11,0	15,6	18,8	21,5	21,0	17,4	11,4	5,6	2,0
ср. вис. падавина	33	28	37	51	61	69	39	33	33	68	53	42

Помоћу ових вредности је нацртана слика 31. Из ње се, с једне стране, види цео начин конструкције цртежа за температуре и падавине, а, с друге стране, каква је непосредна упоредљивост једних података са другима. Ако се такви климограми нацртају за велики број места на разним висинама и у разним климатским областима доћи ће се до многих и важних закључака. Али је, у таквим случајевима,

рад око цртања знатно олакшан, ако се у истом систему концентричних кругова уједно уцртају и средње температуре и падавине, најбоље у две разне боје, или пуном и испрекиданом линијом. Менс је, у својој краткој расправи [99], дао неколико карактеристичних примера



Слика 31. — Климограм средњих месечних температура и падавина у Врању

о расподели средњих температура и падавина по месецима у појединим крајевима Калифорније, са одређеном врстом вегетације: пустиње са жбуњем, ливаде, борици, помешани четинари, итд.

62. **Кишни (влажни) и суви периоди.** — Просечни и најдужи број узастопних дана са кишом или без ње је, такође, важан податак при обради питања о падавинама. То има велики практичан значај, нарочито у сувим крајевима, као што су средоземна област, пустаре у Панонској низији, степе у СССР, пустиње у Африци, Азији и Аустралији, итд. Непрекидни низ кишних дана или дана без падавина има сасвим другачије климатско дејство, него ако су иста висина падавина или исти број дана без њих временски расподељени на други начин.

Под кишним периодом се подразумева број узастопних дана са падавинама бар од 0,1 мм. Ипак, у радовима треба увек навести колика је најмања дневна висина кише узета за одређење овог периода, јер не постоји међународни споразум за доњу границу дневне вредности падавина. Разлог за то је, што се висина падавина мери, у многим државама, у милиметрима, одн. сантиметрима, док се у другима мери у инчовима (1 инч = 2,54 см). За прорачунавање овог периода је прилично довољно бар 10 година непрекидних посматрања. Сам посао око тога је лак, јер се — помоћу месечне таблице — изброји у колико је узастопних дана неког месеца било мерљивих падавина, тј. бар од 0,1 мм. На тај се начин може утврдити честина краћих и дужих кишних (влажних) периода [101]. Усамљен дан са падавинама узима се, из статистичких разлога, такође као једнодневни кишни период. Хан, међутим, прописује 2 дана са падавинама као најкраћи влажни период.

За сваки месец се прорачунају ове вредности: а) просечно најдуже трајање кишног (влажног) или сувог периода, б) апсолутно најдуже трајање влажног или сувог периода. Како се ове вредности добијају, показаће се на 15-огодишњим подацима Цетиња за кишни период у месецу мају (таблица 56).

Таблица 56. — Честина узастопних дана са кишом на Цетињу у месецу мају од 1926 до 1940 године и средње трајање кишног периода у свакој години

број узастопних дана са кишом		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	ср. период
честина године	1926	1	2	—	—	1	—	1	—	—	—	—	—	3.4 дана
	1927	1	2	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	2.4 „
	1928	1	1	1	—	—	—	—	—	—	1	—	—	4.0 „
	1929	3	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	1.7 „
	1930	5	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	2.2 „
	1931	4	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.4 „
	1932	2	2	—	—	—	1	1	—	—	—	—	—	3.2 „
	1933	1	1	1	—	—	1	—	—	—	1	—	—	4.4 „
	1934	3	—	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—	2.6 „
	1935	3	2	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	2.3 „
	1936	3	—	1	—	1	—	—	—	1	—	—	—	3.3 „
	1937	1	1	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	3.2 „
	1938	2	—	1	1	—	1	—	—	—	—	—	—	3.0 „
	1939	—	1	—	1	—	1	—	—	—	—	—	1	6.0 „
	1940	2	1	—	—	1	—	—	—	—	—	1	—	4.0 „
збир појединих периода		32	13	7	6	4	5	3	1	1	2	1	1	76
укупни број кишних дана		32	26	21	24	20	30	21	8	9	20	11	12	234
просечни период														3.1

Средње трајање кишног периода и некој години одређеног месеца добије се, ако се укупни број узастопних дана са кишом подели са бројем кишних периода. Тако је маја 1930 било кишног периода од 1 дана 5 пута и кишног периода од 8 дана једанпут. По томе је укупни број узастопних дана са кишом био 5 + 8 = 13, број кишних периода 5 + 1 = 6, те је средње трајање 13 : 6 = 2,2 дана. У свих 15 година било је укупно 234 кишних дана (таблица 56, последњи ред), а укупни број кишних периода 76 (таблица 56, претпоследњи ред); то значи да просечни кишни период у мају траје 3,1 дан (234 : 76). Укупни број кишних дана прорачунава се множењем вредности у претпоследњем реду таблице 56 са бројевима у првом реду, дакле 32 × 1 = 32, 13 × 2 = 26, 7 × 3 = 21, итд.

Просечно најдуже трајање влажног периода може се лако одредити из таблице 56. Из ње се види да најдужи кишни период 1926 траје 7 дана, 1927 4 дана, 1928 10 дана, итд. Све ове вредности се саберу (109) и поделе се са бројем година. Другим речима, просечни најдужи кишни период у мају траје 109 : 15 = 7,3 дана. Апсолутно трајање је 12 дана, настало маја 1939 године.

Све што је напред речено за кишне, вреди и за суве периоде. Али су ови периоди уопште доста дужи од кишних периода, са изузетком неких тропских крајева. О томе сведоче и подаци у таблици 53. По њима излази да је, у Београду, од свих дана у 30 година месеца фебруара и јуна, око 58% без кише, а са кишом је тек 42%, дакле за 16% мање. Стварно је, међутим, доста тешко окарактерисати

суви период, јер његово дејство на вегетацију зависи истовремено од брзине ветра, температуре, степена у развићу биљака, па и од других чинилаца [102]. Ипак, два три узастопна дана без кише не наносе никакву штету вегетацији, ни при доста високим температурама. Али, свакако, треба и овде поставити неку границу. Конрад, из поменутих разлога, узима за ознаку сувог периода бар пет узастопних бескишних дана [64, стр. 481]. За практичне потребе се може учинити разлика између апсолутно сувог периода, за време кога није било кише ни у једном дану, и делимичног, у коме не долазе у обзир повремене, за биљни свет безначајне кише. Зато је Конрад дао и овакву дефиницију: Дужи суви периоди од 5 дана не сматра се да су прекинути слабијом кишом од 1 мм.

Ако влажни или суви период почиње у једном, а престаје у идућем месецу, тада се укупни број дана придода месецу са дужим трајањем овог периода; ако је трајање периода дуже од два узастопна месеца, поступа се на исти начин. Например, кишни период у Хвару трајао је од 25 марта до 2 априла 1915. Пошто је у марту било 7 узастопних дана са кишом, у априлу свега 2 дана, свих ових 9 дана се упишу у месец март 1915. С друге стране, дугачак суви период у Хвару трајао је од 17 августа до 5 октобра 1917, дакле пуних 50 дана. Али, од њих долази на август 15 дана, на септембар 30 дана, на октобар 5 дана; зато се свих 50 дана упишу у септембар 1917.

Навешће се још неколико карактеристичних примера о трајању ових периода. Најдужи опажени кишни периоди на Цетињу имали су трајање од 28 дана (17 фебруар до 16 марта 1937 са 1006 мм; интензитет 35,9 мм) и од 27 дана (1—27 децембар 1935 са 1354,6 мм; интензитет 50,2 мм). Двапута дужи су суви периоди на средњем Јадранском Приморју, као што се видело из наведеног примера за Хвар. Још дужи суви период у Хвару владао је од 22 јуна до 17 августа 1886; у тих 57 дана било је свега два кишна дана: 15 јули са 0,2 мм, 5 август са 0,5 мм, а једног дана је киша само прокапљивала (0,0 мм) [103]. Дуготрајне суше има и у Македонији. У Скопљу су најдужи суви периоди настали од 10 августа до 23 септембра 1926 (45 дана) и од 23 јуна до 3 августа 1929 (42 дана). Велес је, међутим, имао знатно дуготрајније суше; најдужа од њих трајала је од 10 јула до 16 септембра 1930 (69 дана); само је 14 августа пало 1,2 мм кише.

Код бескишних дана прави се и разлика између сувог и сушног периода. Хелман је, при обради пролетње суше у 1893 години, поставио за њих дефиниције [104], које се и сада највише употребљују. По њему је сушни период низ бар од 14 дана без мерљивих падавина. Суви период настаје ако, у истом времену, дневно падне просечно мање од 0,25 мм кише. За сушу је особито обележајно нагло повећавање температуре.

Кнохенхауер износи своје замерке овим дефиницијама [105]. Он додаје појму суше још два споредна елемента: ветар и влажност ваздуха. Ветар треба да је сув и топао, што је појачано ако има силазну компоненту; поред тога, он појачава испаравање. С друге стране, релативна влажност од 40% узима се као горња граница код периода суше. Ако се у једном или два дана повећа до 50%, то не утиче на период суше, као ни поменута незнатна висина кише.

Хидролози сматрају сушним периодом поменути број дана без кише, или са означеним максимумом, али да релативна влажност није већа од 45—50 %. За агронома је сув месец онај у коме падне мање од 60 мм кише, али је важно да ова пада полако и чешће.

63. **Мерила за влажне и суве месеце.** — Понекад треба дати опште обележје да ли је, например, неко лето кишовито или веома кишовито, суво, изванредно суво, итд.

Хелман обележава неко годишње доба као влажно ако је отступање од његове средње вредности позитивно у сва три месеца, а као суво, ако је отступање у свима месецима негативно. Исто вреди и за поједине месеце.

Најбољи и најтачнији начин за ово одређење је дисперзија σ, која се добија помоћу средње грешке (§ 8 и § 10). Сви месеци са висином падавина између $m+\sigma$ и $m-\sigma$ означују се као „нормални". Месеци са висином падавина између $m+\sigma$ и $m+2\sigma$ јесу „влажни", они са висином падавина између $m+2\sigma$ и $m+3\sigma$ називају се као веома влажни, итд. То је приказано за јулске кише у Хвару у таблицама 12 и 13. По таблици 13 излази да нормалне вредности имају оне године у којима су отступања од нормалне висине кише у јулу (22,5 мм) између −14,2 и 14,2 мм (стварно од 8,3 до 36,7 мм). Влажне су године са отступањима од 14,2 до 28,4 мм (стварно од 36,7 до 50,9 мм), итд.

Да би се, ради практичних потреба, одредило мерило, рецимо, за суве и сувише суве месеце, треба увек поћи од добијеног искуства. То је потребно из разлога, што биљке морају имати одређену најмању количину кише за повољан развитак у неком месецу и у неком крају. Тај минимум изискује, например, у Источној Пруској 40 мм кише у априлу и мају, 50 мм од јуна до септембра [106]. Његова просечна вероватноћа је око 40 %. Из карте вероватноће може се лако видети за које крајеве је потребно вештачко наводњавање. Цункер налази [107] да се ово исплати и може препоручити, ако је у току 10 година, или у 60 вегетационих месеца (од априла до септембра закључно), забележено више од 20 сувих месеца код пропустљивих земљишта, преко 25 код средњих, и преко 30 код непропустљивих земљишта. Последице сувих одн. влажних месеца нарочито су важне са агроклиматолошког гледишта.

64. **Индекс суроте (аридности) и слични изрази.** — Познато је да обичне кише, нарочито ако су честе, повећају садржину водене паре у ваздуху, док слабе и ретке кише произведу уопште сув ваздух. Стога су, природно, падавине и влажност ваздуха у присној међусобној вези. За човека је, у борби са његовим околним поднебљем, вероватно најважније настојање да себи очува угодну температуру. Зато моћ хлађења (§ 69) може послужити као основа за антропоклиматску класификацију поднебља. Биљни живот, напротив, више је зависан од биланса воде, пошто је стално везан за место, него од температуре, ма да је и она важан чинилац. С друге стране, оснивач руске модерне педологије Докучајев и американскн стручњак Хилгард истичу да је поднебље важан чинилац за образовање земљишта. Поднебље служи, у већини американских схема о категоријама земљишта,

као критеријум за четврту категорију: велике групе земљишта, међу које спадају земљишта тундре, степа, чернозема, пустиња и латерита [108]. Не треба се, дакле, чудити, што су климатолози, биолози и пољопривредници покушавали да влажност или суvоту поднебља изразе неким коефицијентом. Он би био мерило о условима влажности не у физичком смислу, већ наговештавањем о климатској тенденцији за сувишком или недостатком воде у вези са структуром земљишта, са постојањем водених токова, пустиња, итд. Јасно је да тај коефицијенат зависи од постављене формуле, и да је за сваку формулу другачији [54] [109]. Али, још није добијено потпуно задовољавајуће решење, о чему сведочи и велики број постављених формула.

Предлагано је да се употреби квоцијент између падавина и испаравања, како би се боље обележиле везе између поднебља и разних типова земљишта. Тај квоцијент се, за неки речни слив, повеже са коефицијентом протока [110]. Међутим, пошто се последњи елемент ретко непосредно мери, покушало се да се он замени употребом температуре, јер је испаравање непосредна функција температуре.

Ланг је, тога ради, поставио најједноставнији израз. Он је за коефицијент влажности (r) узео квоцијент између годишње висине падавина (R), у милиметрима, и збира средњих температура (t) у месецима где је виша од 0°, подељеног са 12 [111], дакле

$$r = \frac{R}{\Sigma(t > 0^0) : 12} \qquad (49)$$

Тако, например, у Љубљани имају сви месеци од фебруара до новембра вишу средњу температуру од 0°, а њихов збир (113,4°) подељен са 12 даје просечну температуру од 9,5°, која је за 0,2° виша од нормалне годишње температуре. Таблица 57 даје све потребне податке за прорачунавање разних коефицијената у неким карактеристичним местима. Индекс *a* код наведених елемената означује годишњу вредност, I вредност јануара, VII вредност јула. По њима је Лангов кишни фактор (Regenfaktor) за пет места у Југославији оволики:

Београд	57
Скопље	39
Хвар	49
Љубљана	150
Цетиње	388

Обележја климатских области, према величини кишног фактора, ова су:

кишни фактор	0 — 20	пустиње	аридно поднебље
„ „	20 — 40	полупустиње	аридно поднебље
„ „	40 — 60	степе и саване	хумидно поднебље
„ „	60 —100	ситногорица	хумидно поднебље
„ „	100 —160	крупногорица	хумидно поднебље
	> 160	пустаре и тундре	перхумидно поднебље

Таблица 57. — Подаци за прорачунавање коефицијената сувоте разних места

t_a	t_{I}	t_{VII}	R_a	R_{I}	R_{VII}	E_a	E_{I}	E_{VII}	D_a	D_{I}	D_{VII}	P_a (700 мм +)	P_{I} (700 мм +)	P_{VII} (700 мм +)	J_m	J_m
Београд 44° 48′ N, 20° 28′ E, 132 м																
11,5	−0,5	22,1	655	40	64	10,58	4,42	19,95	2,51	0,64	7,74	49,9	52,8	48,6	138	134
Скопље 41° 59′ N, 21° 26′ E, 240 м																
12,3	−0,2	24,4	482	35	28	11,73	4,52	22,93	3,73	0,22	10,33	41,0	43,0	39,5	91	87
Хвар 43° 10′ N, 16° 26′ E, 19 м																
16,2	8,4	24,8	789	77	21	13,99	8,27	23,48	4,29	2,77	9,18	59,4	61,1	58,6	97	98
Љубљана 46° 3′ N, 14° 30′ E, 297 м																
9,3	−2.1	19,7	1415	79	126	8,79	3,98	17,22	1,29	0,38	4,82	35,8	88,8	35,5	150	142
Цетиње 42° 24′ N, 18° 56′ E, 671 м																
10,6	0,8	21,4	4109	468	43	9,59	4,86	19,12	1,79	0,53	7,72	02,2	02,4	02,7	151	142

Велики недостатак код ове формуле је у томе, што ће два места, са потпуно другачијим климатским условима, имати исти кишни фактор, ако се температура и висина падавина у другом месту повећају на двоструку вредност према првом месту. Поред тога је израз кишног фактора и непотпун, јер помоћу њега нацртана карта „изонотида" [112] показује да би степе јужног дела Русије требало да су влажније од пошумљених крајева Италије и Грчке. Сава-Ковач је подвргао кишни фактор и изонотиде оштрој критици и из других разлога [1'3].

Мајер је употпунио прорачунавања Ланга тиме, што употребљује и негативне температуре, па помоћу њих одређује и месечне кишне факторе. Али, насупрот Лангу, он је поставио квоцијент

$$I = P : D, \qquad (50)$$

у коме је $D = E\text{-}e$, дакле дефицит засићености [114]. По томе је Лангов израз и побољшан употребом испаравања. По овој формули добијене су следеће вредности:

	јануар	јул	година	
Београд	62	8	261	(22)
Скопље	159	2	129	(11)
Хвар	28	2	183	(15)
Љубљана	208	26	1097	(91)
Цетиње	836	6	2290	(191)

Амерички ботаничар Френсир је, с друге стране, извео хигрометарски квоцијент између средње висине падавина и средњег испаравања, али је тај израз тачније изражен од Шимкијевича [115]. Формула за његов индекс испаравања (l'indice d'évaporation) изгледа овако

$$i = D\left(\frac{273 + t}{273}\right)\left(\frac{760}{P - E}\right); \qquad (51)$$

у њој је P опажен средњи ваздушни притисак, а остали симболи су познати. Вредности по овој формули су овакве

	јануар	јул	година
Београд	0,6	8,4	2,5
Скопље	0,2	11,9	4,0
Хвар	2,9	10,3	4,4
Љубљана	0,4	5,5	1,4
Цетиње	0,6	9,2	2,0

Де Мартон, не знајући за рад Ланга, поставио је сличну формулу, јер је средњој годишњој температури додао још 10°, да би избегао негативне вредности [116]. Његов индекс суботе (l'indice d'aridité) изражен је, по томе, једначином

$$i = \frac{R}{t + 10^0} \qquad (52)$$

Та формула се може применити и на поједине месеце, узимајући опет средње вредности, али се — у томе случају — падавине морају множити са 12, ради непосредног упоређивања са годишњим индексом:

$$i = \frac{12\,R}{t + 10^0} \qquad (52a)$$

Индекси суботе су за поједина места и поједина времена оволики

	јануар	јул	година
Београд	49	24	30
Скопље	45	9	22
Хвар	50	7	30
Љубљана	120	53	76
Цетиње	520	17	199

Годишње вредности индекса суботе и кишног фактора у разним местима мењају се у истом смислу. Само су те вредности, по формули де Мартона, знатно мање, него по формули Ланга, јер је у првој делитељ доста већи.

Линије у картама Мајера и де Мартона показују велике сличности. Мањи индекси суботе од 5, у карти де Мартона, карактеришу стварне пустиње. Вредности између 5 и 10 одговарају ивицама пустиња, са повременим отоком, и пустињских степа. Вредности између 10 и 20 означују област травних формација са саванама и степама. Наводњавање је потребно за културе које захтевају влажност. Средоземне културне биљке, као што је маслина, одговарају индексу суботе око 20. Ближећи се вредности 30 све више се долази у области којима није потребно наводњавање за обичне културне биљке. Дрвета имају све већи значај од индекса 30 на више; тако је шума свугде карактеристична формација од индекса 40. Највеће вредности индекса суботе

имају хладни крајеви, с једне, а полутарски крајеви и монсунске области, с друге стране.

Вален, у вези са овим напоменама, истиче са пуно права [110], како је велика незгода кōд појма индекса сувоте, што се — при његовом повећавању — аридност стварно смањује; зато би било боље да се све влажнији услови са повећањем овог индекса означе неким другим, погоднијим именом. Још је важније, што се код индекса сувоте показују знатне несразмере између Београда, Скопља и Хвара, с једне, а Љубљане и Цетиња, с друге стране. То довољно карактерише несигурност постављене формуле, јер у њу није урачунат врло различит интензитет падавина, какав влада у појединим крајевима. Рајхел је, наиме, утврдио да се поменута несразмера донекле отклони, ако се индекс помножи са средњим бројем падавинских дана [117]. На тај се начин, при истој висини падавина и при истој температури, нови индекс повећава са повећањем честине падавина.

Де Мартон је, из тих разлога, извршио темељну исправку индекса сувоте [118] и нова формула гласи овако

$$i = \frac{RJ}{t + 10^0 J_m}\,; \tag{53}$$

у њој је J средњи број падавинских дана у дотичном месту, J_m средњи број падавинских дана у посматраном пределу. За неку велику државу уноси и друге исправке, нарочито функцију географске ширине.

Годишње вредности исправљеног индекса сувоте су за поменута места у земљи ове

Београд	31
Скопље	23
Хвар	30
Љубљана	78
Цетиње	212

Из њих се јасно види како се индекс сувоте одиста мења прилично правилно у зависности од висине и честине падавина, одн. интензитета.

Онгстрем ставља замерке коефицијентима Ланга и де Мартона, јер им значење није довољно јасно, ма да се њима могу изразити важна климатска обележја [119]. Он сматра за неопходно да се влажност једноставно дефинише коефицијентом између падавина и испаравања, какав је — например — дао Шимкијевич.

Пошто се испаравање са пространих површина не може непосредно мерити, треба га прорачунати помоћу других података. Онгстрем је, при испитивању плувиографских трака, опазио да се трајање падавина у разним месецима знатно подудара с индексом сувоте од де Мартона. Прорачунавајући просечни интензитет падавина i у неком месецу, према једначини

$$i = R : \tau\,, \tag{54}$$

у којој је R месечна висина падавина, у мм, τ трајање падавина од 100 минута као јединице, писац је нашао да се вредност i, у првој

приближности, може изразити као линеарна функција средње месечне температуре t, дакле

$$i = 0{,}6 + 0{,}19\,t, \tag{55}$$

што даје за τ

$$\tau = \frac{R}{0{,}6 + 0{,}19\,t} = 5{,}3\,\frac{R}{3{,}2 + t}. \tag{56}$$

Сличност је очевидна са де Мартоновим индексом. Онгстрем је проширио своја испитивања за ниже температуре од 0° и нашао је да се изведена линеарна функција мора сматрати као нека приближност много општијој функцији

$$i = C \cdot \beta^{t}; \tag{57}$$

у њој су привремене вредности констаната: $C = 1{,}0$, $\beta = 1{,}07$. Тако је, за трајање падавина, добио једначину

$$\tau = R \times 1{,}07^{-t}. \tag{58}$$

Та функција се подудара с индексом сувоте при позитивној температури, а при негативној температури има преимућство што је континуална, те је примењива и за ваздушне температуре до испод −10°.

Вредности за функцију $1{,}07^{-t}$ при температурама од −29° до 39° изнесене су у таблици 58. Десетине се одређују одговарајућом разликом између две узастопне целе температуре. Например, ако је температура −11,5° тада је вредност функције 2,18, ако је температура −10,2°, вредност функције је 1,998 одн. 2,0.

Таблица 58. — Вредности функције $1{,}07^{-t}$ при разним температурама

t	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
−20	3,88	4,14	4,45	4,74	5,08	5,43	5,85	6,22	6,60	6,96
−10	1,97	2,11	2,25	2,42	2,57	2,76	2,95	3,15	3,38	3,62
−0	1,00	1,07	1,14	1,22	1,31	1,40	1,50	1,61	1,71	1,83
0	1,00	0,94	0,88	0,82	0,77	0.71	0,67	0,63	0,59	0,55
10	0,51	0,48	0,45	0,42	0,39	0,36	0,34	0,31	0,29	0,27
20	0,25	0,23	0,22	0,20	0,19	0,18	0,16	0,15	0,14	0,14
30	0,13	0,12	0,12	0,10	0,10	0,09	0,08	0,08	0,07	0,07

Онгстремов коефицијенат влажности (coefficient of humidity), као што се види, приближно је пропорционалан трајању падавина у јединици времена. Та веза вреди, приближно, у случају, ако су станице постављене у местима без велике висинске разлике. За поједина места у Југославији има ове вредности:

	јануар	јул	година	
Београд	42	14	317	(26)
Скопље	35	5	212	(18)
Хвар	44	4	260	(22)
Љубљана	91	33	764	(64)
Цетиње	445	10	2013	(168)

Ако се ови бројеви упореде с индексима сувоте, донекле и са вредностима Мајера, утврдиће се прилична подударања, само су коефицијенти влажности у свима местима и у свима временима мањи, са изузетком јула код Мајеровог коефицијента.

Горчињски је поставио другачији фактор сувоте (aridity factor) [120]. Он узима у обзир утицај географске ширине (L), годишњег колебања температуре (V) и Герзијев квоцијент колебања падавина (R) (§ 27 при крају). Фактор сувоте добија се множењем ова три чиниоца, дакле једначином

$$i = L \cdot V \cdot R \tag{59}$$

Да би се аридност могла изразити у процентима, Горчињски примењује коефицијенат пропорционалности, који не сме бити већи од 100 % ни код најекстремнијих пустињских услова, какви владају у средишном делу Сахаре. Као привремени коефицијенат пропорционалности узима 1/3, који подлежи незнатним променама. За фактора ширине служи косеканта, а сразмера падавина добија се тако, што се збирови од три најкишовитије и три најсувље године поделе са три, а њихова диференција се подели са просечном годишњом висином падавина. У томе случају треба употребити дужи период посматрања од 60 година. Ако је период посматрања краћи, узима се само најкишовитија и најсувља година, па се са њима поступи на исти начин. Фактор сувоте је у овом случају отприлике за 15 % већи, него у првом случају.

Косеканта, којом је изражен фактор ширине, има оволике вредности:

геогр. шир.	90^0	75^0	60^0	50^0	40^0	30^0	20^0	10^0	0^0
косеканта	1,00	1,04	1,16	1,31	1,56	2,0	2,9	5,8	(17)

Горчињски узима за полутарски појас, између $4{,}9^0$ сев. и јуж. ширине, као просечну вредност косеканте 17, из климатских разлога. Али је, ради олакшаног прорачунавања, у таблици 59 урачунат и фактор пропорционалности за сваки степен ширине. Производ између колебања температуре и косеканте одређене ширине, $V \operatorname{cosec} \varphi$, назвао је коефицијенат термичке континенталности.

Таблица 59. — Вредности косеканте геогр. ширине подељене са 3, које одговарају фактору пропорционалности

шир.	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0^0	(5,7)	(5,7)	(5,7)	(5,7)	(5,7)	3,82	3,19	2,74	2,40	2,13
10^0	1,92	1,75	1,60	1,48	1,38	1,29	1,21	1,14	1,08	1,02
20^0	,974	,930	,890	,853	,819	,789	,760	,734	,710	,687
30^0	,667	,647	,629	,612	,596	,581	,567	,554	,542	,530
40^0	,518	,508	,498	,489	,480	,471	,463	.456	,448	,441
50^0	,435	,429	,423	,417	,412	,407	,402	,397	,393	,389
60^0	,385	,381	,377	,374	,371	,368	,365	,362	,359	,357
70^0	,355	,352	,350	,348	,347	,345	,343	,342	,341	,339
80^0	,338	,337	,337	,336	,335	,335	,334	,334	,334	.333
90^0	,333									

Начин прорачунавања фактора суvоте показаће се на примеру Београда. Сви подаци, сем најкишовитије и најсувље године, налазе се у таблици 57. Пошто је $\varphi = 44.8^0$, биће cosec $\varphi = 1.42$, а подељено са фактором пропорционалности $1.42 : 3 = 0.473$. Годишње колебање температуре је $V = 22.1^0 - (-0.5^0) = 22.6^0$, по чему је коефицијенат термичке континенталности $0.473 \times 22.6 = 10.69$. Најкишовитија година (1937) има висину од 984 мм, најсувља (1907) висину од 326 мм, а просечна годишња висина падавина је 655 мм. Дакле је сразмера падавина $R = (984 - 326) : 655 = 1.005$. На основу тога је $i = L \cdot V \cdot R = 0.473 \times 22.6 \times 1.005 = 10.7\%$.

За друга места су највеће и најмање годишње висине падавина, у целом периоду посматрања:

Скопље	најкишовитија	743	(1937)	најсувља	281	(1932)
Хвар	"	1321	(1900)	"	433	(1861)
Љубљана	"	2376	(1937)	"	786	(1890)
Цетиње	"	6664	(1937)	"	3004	(1926)

а одговарајући коефицијенти аридности имају следеће вредности:

Скопље $= 0.498 \times 24.6 \times 0.958 = 11.7\%$
Хвар $= 0.487 \times 16.4 \times 1.125 = 9.0$
Љубљана $= 0.463 \times 21.8 \times 1.124 = 11.3$
Цетиње $= 0.494 \times 20.6 \times 0.891 = 9.1$.

У наведеним примерима је разлика у коефицијентима суvоте између Скопља и Хвара свега 2.7%, дакле врло незнатна. Међутим, Ситка, у Аљасци, има вредност од 5%, Вади Халфа, у Судану, 92%, а Асуан, у Египту, око 100%.

Сви поменути коефицијенти морају се применити опрезно. Често су резултати повољни у једном пределу, а у другом нису. Поред тога, прорачунати бројни индекси дају, без изузетка, релативне вредности, које се могу употребити ради упоређивања услова у разним местима.

65. **Снег и снежни покривач.** — Снег је редовна зимска појава на вишим умереним ширинама, особито у планинским крајевима, где се стално одржава услед ниске температуре. Копнење почиње тек у пролеће, услед чега се водостај планинских река знатно повећа, па чешће настају и поплаве. Зато се, и из хидротехничких разлога, висина снега стално мери у метеоролошким станицама, а одређује се и трајање снежног покривача.

Као чисто климатски чиниоци долазе у обзир: честина снега, висина снега, просечни и екстремни датум првог и последњег снега и снежног покривача, трајање снежног периода и периода снежног покривача, средња и највећа висина (дебљина) снежног покривача и, најзад, „водена вредност" снега, тј. однос отопљене висине воде и одговарајуће висине снега.

Трајање снежног периода и периода снежног покривача одређује се на исти начин као и код температуре (§ 45, табл. 40 и 41). Треба упозорити на чињеницу да се просечни годишњи број дана са снегом и са снежним покривачем не подудара са просечним периодом снега и снежног покривача, тј. са бројем дана између средњег датума првог и последњег снега, одн. снежног покривача. Просечни број дана са снегом увек је мањи од трајања снежног периода, а то вреди — углавном — и за снежни покривач. Али се те разлике између трајања и периода смањују са повећањем висине и географске ширине.

Променљивост трајања, као и периода, важна је и теориски и за праксу. Она се смањује са висином, при свим другим истим условима. Ипак се просечне вредности трајања и периода морају редуковати на нормалне вредности методом диференција. Јер, вредности из разних низова посматрања не могу се упоређивати међусобно.

Подаци о трајању снежног покривача (укупни број дана са њим) и периоду снежног покривача често нису довољни за тачније упознавање стварних прилика. Наиме, период је састављен од укупног броја дана са снежним покривачем и без њега. Али је, за многе практичне потребе, важно раздобље са сталним, непрекидним снежним покривачем, које би се могло назвати стварним непрекидним периодом снежног покривача [121]. За доњу границу узето је 6 дана, јер краће трајање снежног покривача нема већу практичну важност.

Ради објашњења свега што је наведено изнеће се неколико примера [121а, стр. 34—38]. Број дана са снегом се, углавном, повећава од нижих према вишим ширинама, од приморја према унутрашњости, а у свима крајевима од нижих према вишим местима. То ће се показати за Истру (45°35′ – 44°47′ N) и Босну (45°16′ – 43°28′ N).

	број и положај места	ср. вис.	ср. број дана са снегом	ср. период појаве
Истра	6 места при обали	26 м	2,5	XI—III
	2 „ у унутрашњости	248	5,6	XI—IV
	3 „ „	435	9,6	X—IV
	1 „ Учка	950	23,5	IX—V

	број и положај места	ср. вис.	ср. број дана са снегом	ср. гран. датуми	трајање периода
Босна	8 места у унутрашњости	157 м	20,9	28 XI—15 III	108 дана
	4 „ „	243	28,0	19 XI— 2 IV	135 „
	2 „ „	640	31,9	7 XI—19 IV	164 „
	3 „ „	1043	42,2	13 X— 2 V	201 „
	1 „ Бјелашница	2067	107,7	14 VIII—4 VI	294 „

Примери за Босну показују колико је стварни број дана са снегом мањи од снежног периода. Разлика је око 20% према 100%, са изузетком Бјелашнице, где износи 37 према 100%.

Период снежног покривача је, обично, краћи од трајања снежног периода. Средњи датум првог дана са снежним покривачем је око две седмице касније, а последњег дана око две седмице раније од средњег датума првог и последњег снега. По томе је просечни период снежног покривача у нашој земљи око месец дана краћи од снежног периода. Али, има разлике између западног и источног дела државе. Тако се у Босни и Херцеговини први снег појави, просечно, 8 дана раније, него у Србији, а последњи снег 10 дана касније. Обратно је, и у ужим границама, између првог и последњег дана са снежним покривачем. Последица тога је дужи период снега и краћи период снежног покривача у Босни и Херцеговини према Србији, а по томе и већа разлика у трајању периода снега и снежног покривача у првој Републици, него у другој. Овде се комбинују континенталнији положај Србије са метеоролошким станицама на већој висини у Босни и Херцеговини. Све поменуто показују следећи бројеви:

	сред. датум снега		период снега	сред. датум снежног покривача		период снежног покривача	разлика у периоду снега и покр.
	први	посл.		први	посл.		
Босна и Херц.	22 XI	5 IV	135	18 XII	10 III	83	52 дана
Србија	30 XI	21 III	113	11 XII	12 III	92	21 „
разлика БХ—С			22			—9	

Трајање и висина снежног покривача знатно се разликују између Београда, дубоко у копну, и Равне Горе, у Горском котару, 27 км. далеко од Јадрана и на висини од 793 метра:

	број дана са снежним покривачем										годишњи	
	I	II	III	IV	V	IX	X	XI	XII	год.	макс.	мин.
Београд	15,5	11,8	4,4	0,1	.	.	0,1	1,7	10,7	44,3	89	6
Равна Гора	24,0	24,2	16,3	4,6	0,4	0,5	3,9	3,6	20,8	98,3	129	64

	непрекидно трајање		висина снежног покривача		
	средње	најдуже	средња	сред. макс.	највећа
Београд	дана 27,1	78	14,1	30,9	65 см
Равна Гора	„ 55,2	130	20,7	86,5	150 „

У Београду је најдужи стварни непрекидни период снежног покривача трајао 78 дана, од 27 децембра 1939 до 13 марта 1940. У последња три дана се средња температура нагло повећавала, 4,7°, 7,1°, 12,1°, и зато је снег окопнео.

Сасвим су другачији услови у ниским местима, која су слободно изложена утицају Јадрана или се налазе на обали. Тако је у Титограду средњи период снежног покривача 23 дана (2—24 I), али је

стварни број дана са снежним покривачем знатно мањи, 5.3 дана годишње. Шкаљари имају још маритимније услове. Ту је средњи период снежног покривача 18 дана (29 I—15 II), али је просечни број дана са снежним покривачем тек 1—2 дана годишње. Најдужи непрекидни снежни покривач трајао је 7 дана (18—24 I 1929) са максималном висином од 20 см.

Снежни покривач има веома јак утицај и на развитак годишњег тока температуре, услед трошења топлоте при топљењу. Топлота топљења нарочито је значајна у крајевима са обилним и честим падањем снега. Она се јасно истиче у расподели честине одређених класа ваздушне температуре [122].

Екел је извршио интересантну анализу колебања зимских снежних прилика у Давосу, на основу 50-огодишњих посматрања [123].

Важан је и процентни удео снега у укупним падавинама [124]. Стога треба у сваком регионалном описивању снежних услова навести колико је процената од укупних падавина пало у виду снега. На пример, Битољ има годишњу висину падавина од 703 мм, а одговарајућа висина воде од отопљеног снега је 95 мм, по чему на снег долази 13,5 % од укупних годишњих падавина. Просечне висине падавина и отопљеног снега су у појединим месецима оволике:

	XI	XII	I	II	III	IV	V
падавине мм	75,1	102,8	50,8	49,7	52,8	63,8	56,3
отопљен снег мм	4,2	26,7	16,1	24,9	19,9	2,7	0,2
снег у % укупних падавина	5,6	26,0	31,7	50,1	37,7	4,2	0,4

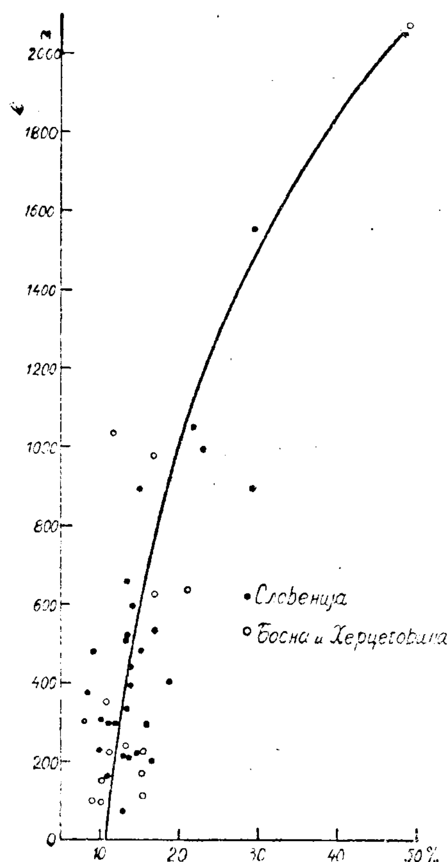
Честина и удео снега у укупним падавинама повећавају се са висином у свима планинским крајевима. Општа једначина о средњој годишњој честини снега (s) има облик

$$s = a + b \cdot h \,, \qquad (60)$$

у којој су h висина, мерена у хектаметрима, a и b константе, одн. коефицијенти. Босоласко је, према анализи серија посматрања честине снежних падавина у 5 узастопних година, дошао до ових закључака [125]: 1) вредност коефицијента a претставља расподелу годишње честине снежних падавина у зависности од висине, који се може сматрати као карактеристични индекс климатских услова у посматраном пределу; 2) вертикални градијент годишње честине снежних падавина, или коефицијенат b у линеарној формули (60), налази се у уским границама, између 2.4 и 3.2, са променљивошћу која је — изгледа — више функција нехомогености посматрања, него климатских услова у дотичном пределу; 3) коефицијенат a има сасвим одређен климатолошки значај; укратко се може утврдити да се позитивне вредности коефицијента a могу очекивати у унутрашњости Алпа, док су периферни делови Алпа и Преалпи изложени дејству умерених јужних и

катабатских струја, те исти коефицијенат добије негативне вредности, по апсолутном износу осетно веће од одговарајућих позитивних вредности. Негативна вредност указује и на блаже климатске услове, под утицајем маритимних ваздушних маса.

Приближна једначина за целу Швајцарску је $s = 6 + 2{,}84\,h$, за јужни кантон Тесин (Тићино) $s = 0{,}16 + 3{,}04\,h$, за Источне Алпе $s = 10 + 2{,}5\,h$, напротив је за Пијемонтске Алпе $s = -5{,}6 + 2{,}77h$, а за Лигурске Апенине $s = -12{,}8 + 3{,}15\,h$.



Слика 32. — Удео снега у годишњој висини падавина, у %

Удео снега је прилично незнатан у нижим крајевима наше државе, око 8—15% од укупне годишње висине падавина. Он се мења у своме географском распрострањењу отприлике као и честина снега. Удео снега је стога тим изразитији, што је већа висина. Тако је удео снега у неким местима Словеније оволики: Костањевица (158 м) 10,5%, Содражица (533 м) 17,0%, Св. Криж-Планина (1050 м) 21,5%, Велика Планина (1555 м) 29,5%, Обир (2047 м) 48,5%. Промене у уделу снега са повећањем висине приказане су на слици 32 за места у Словенији и Босни. По тој слици излази да удео снега у годишњим падавинама није линеаран, него се тим више повећа за исту висинску разлику, што је већа висина. Ако би се крива наставила нагоре, настао би на приближној висини од 2900 м удео снега од 100% годишње висине падавина. То се слаже и са средњом висином снежне границе у разним крајевима Алпа, коју је одређивао Пашингер [126].

IV. КОМБИНОВАНИ КЛИМАТСКИ ЕЛЕМЕНТИ

66. **Опште напомене.** — Поднебље и поједина временска стања, т.зв. временске ситуације, којима је оно условљено, није стварно производ једноставних елемената, као што су температура, парни притисак или ветар. Оно што осећа човечије тело, и на што оно реагира, јесте укупно дејство његове околине [127, стр. 157]; то исто вреди и за остале организме. У томе смислу, све то садрже ваздушне масе, које изражавају главна обележја неког ваздушног стања.

Ако се поднебље посматра са гледишта његових дејстава на живот, опет ће се видети да једноставни елементи не могу дати задовољавајуће међусобне везе. Многи чиниоци потпуно упливишу на неке ствари, например на угодност човека, миграције животиња (птице селице и др.), растење биља, итд. али би, у сваком случају, требало

одредити релативно дејство сваког појединог чиниоца; спајање свих ових даје сложен или комплексан климатски индекс. Такви утицајни чиниоци образују комбиноване или комплексне климатске елементе.

Као примери се могу навести психрометарска диференција (§ 67), еквивалентна температура (§ 69), обе произведене спајањем ваздушне температуре и влажности, индекси сувоте и други слични изрази (§ 64), функције висине падавина и температуре (графички приказане у хајзерграфу) (§ 61), моћ хлађења (§ 69) и моћ сушења (§ 71). Као комбиновани елеменат може се узети и релативна влажност (§ 67), јер је у непосредној зависности од ваздушне температуре.

Моћ хлађења и моћ сушења, две биоклиматолошке основне величине, стално су повезане и трајно упливишу на живу и мртву природу [128]. Прва се мери већ дуго времена у неким метеоролошким станицама, али се другој још није посветило довољно пажње, ма да су обе те величине истога реда. Покушавано је да се ова повезаност статички изрази еквивалентном температуром, која чини врло добре услуге. Динамички је, делимично, изражена влажном моћи хлађења, одн. сразмером влажна: сува моћ хлађења.

Поред ових важних, карактеристичних и у пракси примењљивих бројева, у екстремним климатским условима се, по претсказивању Робича, све више истиче вредност „равнотежне температуре", тј. оне температуре коју добије неко физички тачно дефинисано тело одређене величине, облика и површине, и истодобно изложено дејству свих метеоролошких елемената, од примања и издавања свих врста зрачења, преко температуре и влажности, све до ветра.

Потребно је споменути на овом месту да је главни циљ климатологије анализа разних појава, како би се што боље објасниле физички и географски [64, стр. 547]. Другачији је, међутим, задатак примењене климатологије, у којој се проучава дејство поднебља на било које тело. Тада се поднебље узима као целина, јер оно делује на човека и осталу природу својом целином, а не својим саставним деловима [129, стр. 5]. Например, иста висина падавина има сасвим различито дејство, ако се излучи из облака при врло високој температури или при мразу. Просечна годишња висина кише од 200 до 300 мм, колика падне у неким деловима Сахаре, при средњој годишњој температури од 24° до 28°, довољна је у источном Сибиру за опстанак сразмерно бујне вегетације, ограничене само на кратко топло годишње доба, иако је средња годишња температура испод тачке мржњења, а на Шпицбергу је довољна за одржавања тамошњих ледника.

Чим се, дакле, климатолошка искуства примене на човека, биљни или животињски свет, засебан податак о ваздушној температури и ветру није довољан за објашњење дејства температуре. Познато је да се ниске температуре, чак и испод −20°, лако подносе при тишини, али су готово неподношљиве при јаком кретању ваздуха, услед његовог физиолошког дејства.

67. **Психрометарска диференција и влажни термометар.** — Психрометар по Аугусту састављен је од два истоветна термометра само је код једног од њих термометарски суд обмотан муселином или

валом, да би се могао влажити. Зато се први зове „суви термометар", којим се мери ваздушна температура (t), а други „влажни термометар" (t'), из разлога што се окваси пре сваког посматрања.

Све док је ваздух незасићен, вода са мусолина испарава, а испаравањем се одузима топлота, и температура влажног термометра је нижа од температуре сувог термометра. Та вредност се зове у модерној науци „влажна температура", за разлику од „суве температуре", која је равна ваздушној температури.

Одузета топлота са влажног термометарског суда пропорционална је количини испарене воде, а ова је — опет — пропорционална разлици између максималног парног притиска на површини испаравајуће воде (E'), дакле притиску засићености при температури влажног термометра (t'), и постојећег парног притиска у ваздуху (e); осим тога је пропорционална и ваздушном притиску (p) [16, стр. 237—238].

Суд влажног термометра прима стално топлоту од околног топлијег ваздуха, тим више, што је већа разлика $t-t'$, која се зове психрометарска диференција. Када се жива у влажном термометру усталожи, тј. када температура влажног термометра постане константна, значи да је примљена топлота из околног ваздуха равна утрошеној топлоти на испаравање. Тако се добија једначина

$$c\frac{E'-e}{p} = c_1 (t-t') , \qquad (61)$$

у којој су c и c_1 константе. Ова једначина се може изразити и другачије

$$E'-e = \left(\frac{c_1}{c}\right)(t-t')\,p . \qquad (61a)$$

Постојећа психрометарска диференција у одређеном тренутку служи за одређење апсолутне влажности, релативне влажности ваздуха, као и росне тачке, што се непосредно види из једначина (61) и (61а). Наиме, влажност ваздуха се везује са температуром, али обилазним путем преко вредности засићености. То уједно сведочи да је психрометарска диференција изразит комбиновани климатски елеменат, а има и улогу климатског фактора.

Таблица 60 показује како се релативна влажност мења при разним температурама сувог термометра (t) и при разним величинама психрометарске диференције [130], у знатно сажетом облику, али под претпоставком да су мерења вршена помоћу аспирационог психрометра.

Крајем прошлог века се нашло да је психрометарска диференција, такође, згодна релативна мера о моћи испаравања у хладу [131]. Траберт истиче да је годишњи ток испаравања приближно пропорционалан току психрометарске диференције, а даље наводи да у подацима сувог и влажног термометра имамо, уствари, скривен посматрачки материјал о мерењима испаравања, који би могао бити бољи и, практички, кориснији од података евапориметра на принципу ваге [131], док Добиш сматра да је психрометар, уопште, сасвим употребљив као евапориметар [132]. Кепен је, с друге стране, показао [133] да је моћ испаравања пропорционална дефициту засићености ваздуха,

Таблица 60. — Величина релативне влажности при разним температурама и психрометарским диференцијама

вазд. темп.	психрометарска диференција											
	1°	2°	3°	4°	5°	6°	8°	10°	12°	15°	18°	21°
−20°	22											
−15	45											
−10	61	30										
−5	72	49	27									
0	81	63	46	28								
5	86	72	58	45	32							
10	88	76	65	54	44	34	14					
15	90	80	71	61	52	44	27	12				
20	91	83	74	66	59	51	37	24	12			
25	92	84	77	70	63	57	44	33	22	7		
30	93	86	79	73	67	61	50	39	30	17	5	
35	93	86	81	75	69	64	54	44	36	24	13	4

а то је — према психрометарској формули (61 а) — такође у тесној вези са психрометарском диференцијом. По њему се висина испаравања, при истој психрометарској диференцији, повећава са висином, и то од 0° до 20° на двоструку вредност. Али, Робич истиче [134] да је величина испаравања пропорционална психрометарској диференцији само за водену површину, чија површинска температура увек одговара температури влажног термометра.

Психрометарска диференција има, најзад, климатолошки значај и тиме, што је наше осећање температуре знатно зависно и од ње (таблица 61).

Осећање температуре, тј. топлоте или хладноће, зависно је у првом реду од влажности ваздуха, затим од јачине ветра и од зрачења. Познато је да се висока температура, чак и преко 35°, сразмерно лако подноси при сувом ваздуху, док при веома влажном ваздуху настаје осећај велике оморине, слабљење телесне и душевне активности, особито ако су таква стања обична, па и тежак поремећај здравља. За хлађење, коме подлежи наша кожа приликом испаравања, може се приближно узети температура влажног термометра. То је разлог што је Херингтен [135] употребио податке влажног термометра као мерило т.зв. „осећајне температуре" (енгл. sensible temperature, нем. gefühlte Temperatur), која се зове и „ефективна температура" (§ 71 на крају), и наглашава њен значај за климатологију. Подаци влажног термометра, одн. влажне температуре, штампају се, понекад, у земљама енглеског језика поред осталих елемената влажности ваздуха. Та температура се зове и „физиолошка температура" [136, стр. 262].

Влажна температура спада у групу температура засићености [137, стр. 383], као што је и температура росне тачке или температура кондензационог нивоа. Доказом инж. Прета да стање влажног термометра претставља укупну садржину топлоте у ваздуху објашњен је физиолошки значај података од аспирационог психрометра. Линке је сва Претова размишљања изразио у једначинама [138] и указао је на важност „Prött-температуре" за расуђивање о подношљивости вештачких температура у затвореном простору.

Норменд је обратио нарочиту пажњу важности података са влажног термометра за теориску обраду ваздушне термодинамике [139].

У таблици 61 дати су примери средњих месечних и годишњих влажних температура у два екстремна поднебља, полутарском и пустињском. У првом су разлике према сувим температурама незнатне, услед маритимног положаја станице Сингапура [140, стр. 104, 113], док су у другом поднебљу кудикамо веће, због изразите суvote ваздуха, тим више, што је мања годишња висина кише. О томе сведоче Дели

Таблица 61. — Средње месечне и годишње температуре сувог (t) и влажног (t') термометра у полутарском и пустињском поднебљу

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год.	колеб.	год. киша
	Сингапур 1,3° N (Индокина)														
t	*25,5*	25,8	26,3	26,6	**27,0**	26,6	26,8	26,5	26,4	26,5	26,1	25,7	26,3	1,5	2415 мм
t'	23,7	*23,4*	24,1	24,3	**24,8**	24,3	24,4	24,1	24,0	24,3	24,1	23,9	24,1	1,4	
$t-t'$	*1,8*	2,4	2,2	2,3	2,2	2,3	2,4	**2,4**	2,4	2,2	2,0	*1,8*	2,2	0,6	
	Дели Ваотерс 16,3° S (Средња Аустралија)														
t	30,4	29,7	28,7	26,9	23,7	21,3	*20,4*	22,6	26,6	30,0	**31,3**	31,2	26,9	10,9	670 мм
t'	**23,8**	**23,8**	22,9	19,9	16,5	14,4	*13,1*	14,4	17,1	19,8	**21,7**	23,2	19,2	10,7	
$t-t'$	6,6	5,9	*5,8*	7,0	7,2	6,9	7,3	8,2	9,5	**10,2**	9,6	8,0	7,7	4,4	
	Картум 15,5° N (Нубија)														
t	*21,3*	23,0	26,2	30,0	32,6	**33,0**	31,4	30,3	31,2	30,8	26,8	22,3	28,2	11,7	148 мм
t'	*11,3*	11,5	12,4	14,7	18,0	20,0	21,4	**22,2**	21,5	18,4	15,0	12,0	16,5	10,9	
$t-t'$	10,0	11,5	13,8	**15,3**	14,6	13,0	10,0	*8,1*	9,7	12,4	11,8	10,3	11,7	7,2	

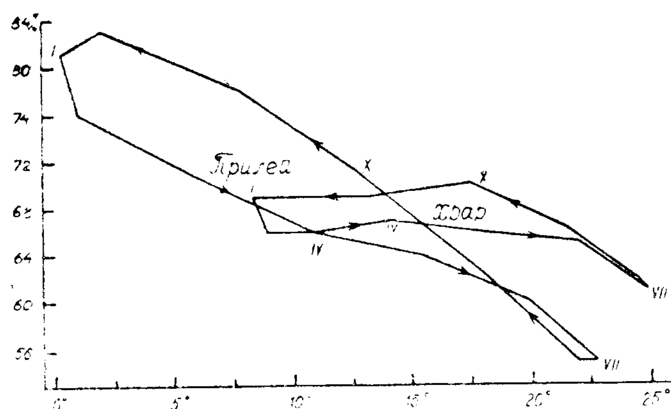
Ваотерс, у полупустињском крају, са годишњом висином кише од 670 мм, и Картум, у нубијској пустињи, где је средња годишња висина кише тек 148 мм, 4.5 пута мања него у Дели Ваотерсу. То, уједно, значи да су осећајне температуре у полутарском поднебљу доста блиске ваздушним температурама, просечно за 2° ниже, док је обратно у пустињским поднебљима. У Дели Ваотерсу [98, стр. 81, 98] је осећајна температура просечно за 7,7° нижа од ваздушне, у Картуму [25, стр. 47, 54] чак за 11,7°. Последица тога је да човечији организам осећа високе ваздушне температуре у пустињским крајевима као много угодније, него исто толико високе ваздушне температуре у полутарском поднебљу.

68. **Релативна влажност.** — Степен засићености ваздуха воденом паром означује релативну влажност (U). Она се одређује сразмером између парног притиска (e), тј. постојеће водене паре у ваздуху, и максималног парног притиска (E), тј. максималне садржине водене паре коју би ваздух могао примити у себе при истој температури, помножено са 100, дакле једначином

$$U = 100 \frac{e}{E} \, \% . \qquad (62)$$

По самој дефиницији излази да је релативна влажност исто толико зависна од температуре ваздуха, колико од садржине водене паре у њему. Јер, притисак засићености је несумњива функција температуре. Зато је релативна влажност комбиновани елеменат, који спаја у себи одређен парни притисак са одређеном ваздушном температуром. Из тога се разлога дешава да истој релативној влажности одговарају врло различите температуре са врло различитим парним притиском. Тако, например, релативну влажност од 52°/₀ имамо у случајевима ако је

$t =$	$-25{,}0^0$,	$-16{,}8^0$, ...	$4{,}5^0$,	$9{,}3^0$	$12{,}6^0$, ...	$25{,}9^0$,	$33{,}1^0$	итд.
$e =$	0,3,	0,7, ...	3,3,	4,6	5,7 ...	13,0,	19,8 мм	итд.



Слика 33. — Климограм средњих месечних температура и релативне влажности

Промене у годишњем току релативне влажности често се приказују графички са одговарајућим променама температуре. Тим методом се јасније истичу међусобне везе између ова два елемента у току године, као што се видело и код хајзерграфа (§ 61 и слика 30). Као пример узети су Хвар, са маритимним, и Прилеп, са континенталним климатским обележјем. Подаци о средњим месечним температурама и о средњој релативној влажности уписани су у таблици 62, а графички су приказани на слици 33.

На ординати координатног система убележена је скала за елеменат релативне влажности, на апсциси, скала за температуре, нацртан је, дакле, климограм.

Таблица 62. — Средње месечне вредности ваздушне температуре и релативне влажности у Хвару (1859—1918) и Прилепу (1926—1940)

		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	колеб.
Хвар	$t =$	8,4	8,9	10,9	14,1	18,3	22,1	24,8	24,4	21,4	17,5	13,1	10,1	16,4
	$U =$	69	66	66	67	66	65	61	62	66	70	69	69	9
Прилеп	$t =$	0,3	1,0	5,7	10,9	15,4	19,9	22,8	22,0	18,1	12,9	7,9	1,8	22,5
	$U =$	81	76	71	66	64	60	55	55	62	71	78	83	28

Таква приказивања су корисна ради упоређивања података из разних места, а и ради бољег објашњења. Слика 33 јасно показује да су у Хвару месеци од августа до јануара влажнији од осталих одговарајућих месеца, али само за 1 до 4°/₀. У Прилепу су летњи услови поремећени, о чему сведочи и крива у виду омче. Ту су месеци јул и август најсувљи; јун је нешто сувљи од септембра (2°/₀), али су месеци од октобра до јануара знатно влажнији од фебруара до маја закључно, за 5 до 9°/₀, ако се узму у обзир одговарајући месеци.

69. **Еквивалентна температура.** — Ваздушна пара садржи у себи одређену количину латентне топлоте. Ова се ослобађа при кондензацији водене паре и повећава ваздушну температуру. Тога ради је корисно за многа, нарочито термодинамичка проматрања да се уведе још један бројни израз као мера за влажност ваздуха. То је појам еквивалентне температуре, који је Бецолд увео у научну литературу [141], на основу термоенергетичних размишљања. Еквивалентна температура је комбинација ваздушне температуре и ознакâ влажности ваздуха; она треба да је пропорционална укупној топлотној енергији у одређеној запремини ваздуха.

Да би се објаснио појам о еквивалентној температури треба претпоставити да се укупна садржина водене паре у кубном метру ваздуха кондензује при константном ваздушном притиску. При томе збивању се ослободи одређена количина латентне топлоте (око 600 г-кал за 1 г водене паре), а сув ваздух се њом загреје за одређену разлику од досадашње температуре, ΔT^0.

Топлотни капацитет, одн. специфична топлота сувог ваздуха је, при константном притиску, $c_p = 240$ г-кал; другим речима, да се килограм сувог ваздуха загреје за 1^0 треба му топлота од приближно 240 г-кал. Ако иста маса ваздуха садржи x г водене паре, која се кондензује у целини, сва ослобођена латентна топлота кондензације (L) употреби се за загревање те ваздушне масе. Пошто сразмера $\frac{L}{c_p}$ има бројну вредност од $\frac{600}{240} = 2{,}5$, биће еквивалентна температура Θ изражена једначином

$$\Theta = T + \Delta T = T + 2{,}5\, x\,. \tag{63}$$

Ако се за x уведе вредност

$$x = 622\,\frac{e}{p}\,, \tag{64}$$

у којој је e парцијални притисак водене паре, p ваздушни притисак, а 622 сразмера између специфичне тежине водене паре и сувог ваздуха, биће

$$\Delta T = 2{,}5 \times 622\,\frac{e}{p} = \frac{1555}{p}\,e\,. \tag{65}$$

На основу тога је

$$\Theta = T + \frac{1555}{p}\,e\,. \tag{66}$$

Такав облик еквивалентне температуре дао је Робич [142, стр. 314].

Ослобођена латентна топлота приликом сублимације има вредност $L + \lambda$ (око 680 г-кал), где λ означује топлоту замрзавања; по томе је еквивалентна топлота приликом сублимације

$$\Theta' = T + \frac{2{,}8 \times 662}{p}\,e = T + \frac{1760}{p}\,e. \tag{67}$$

Придодатак влажности је, у овом случају, за 13% већи.

За обичне температуре је диференција

$$\Delta t = k : e \tag{68}$$

пропорционална парном притиску e, а k је коефицијенат пропорционалности. Линке је величину k изразио следећом једначином

$$k = \frac{R(607 - 0{,}708\,t)(273 - t)}{3250\,p}; \tag{69}$$

у њој је R гасна константа (= 29,27), t температура у °C, p ваздушни притисак у мм Hg. Вредности за k су процењене једначином (69) при температурама од -20^0 до 30^0 и при ваздушним притисцима од 770 до 740 мм; тако су добијене ове екстремне вредности:

ако је $t = -20^0$ $p = 770$ мм, тада је $k = 1{,}84$

$= 30^0$ $= 740$ мм, $= 2{,}16$.

По томе излази да се у случају једноставне процене, без тражења велике тачности, и при употреби средњих температура и притисака, може узети да је $k = 2$, према чему је

$$\Theta = t + 2e. \tag{70}$$

То је најобичнија једначина за еквивалентну температуру, коју је поставио Бецолд, под претпоставком да је $p = 755$ мм. Међутим, та формула важи само као приближна, унутар поменутих граница, и не би се смела употребити ако температура и притисак знатно превазилазе ове вредности било навише или наниже.

У неким је случајевима потребно дати још тачнију вредност еквивалентне температуре. Линке је за њу дао другачију једначину од горње [142а, стр. 287]:

$$\Theta = (t + U) \cdot K(t, p), \tag{71}$$

у којој је

$$K(t, p) = \frac{1543 + 1{,}68\,t}{p - 0{,}377\,E} \cdot \frac{E}{p}, \tag{72}$$

а $U = e/E$, тј. релативна влажност. За прорачунавање се узима температура у °C, ваздушни притисак у мм. Згодно помоћно средство за прорачунавање је таблица II у Прилогу, јер даје непосредно вредности за $K(t, p)$. Температуре су уписане од горе на доле, а ваздушни притисци, од лева на десно. На местима где се пресецају одређене температуре са одређеним притисцима налазе се тражене вредности. Ево неколико примера

1) $t = -8^0$ $p = 760$ мм $k = 4.87$

2) $t = 11^0$ $p = 740$ мм

Овде се, у ступцу притиска од 740 мм, изведе средња вредност између 10^0 и 12^0, дакле $(19{,}1 + 21{,}7) : 2$, по чему је $k = 20{,}4$

3) $t = 32{,}4^0$ $p = 754$ мм

У овом примеру је t између 32^0 и 33^0. Стога је потребно у хоризонталним редовима одредити колика је вредност за $p = 754$ мм. Наиме,

притисак је за 6 мм мањи од $p = 760$ мм. Код $t = 32^0$ је разлика у притиску 760 – 740 = 20 мм, али је за одговарајуће вредности k она тек 1,7 мм, дакле постоји пропорција 1,7 : 20 = 0,085. Ова се вредност помножи са 6, да би се добила разлика између притиска од 760 и 754 мм код одговарајуће вредности за k, што значи $0{,}085 \times 6 = 0{,}51$; по томе је, при температури од 32^0, $k = 71{,}2 + 0{,}51 = 71{,}71$. За $t = 33^0$ је корекција 1,9 : 20 = 0,095; $0{,}095 \times 6 = 0{,}57$, по чему је $k = 75{,}2 + 0{,}57 = 75{,}77$. То су, као што се види, одређене вредности k за притисак од 754 мм при температури од 32^0 и 33^0. Али је стварна температура 32.4^0. Пошто је разлика у температури свега 1^0, треба диференцију $75{,}77 - 71{,}71 = 4{,}06$ поделити са 10, да би се добиле разлике у температури од $0{,}1^0$, дакле 4,06 : 10 = 0,406. Ова се вредност помножи са 4 (32,4), дакле $0{,}406 \times 4 = 1{,}624$. По томе је за $t = 32{,}4^0$ и $p = 754$ мм, заокружена вредност за $k = 71{,}7 + 1{,}6 = 73{,}3$.

Ови примери показују колико је, сразмерно, једноставан поступак прорачунавања помоћу таблице II у Прилогу. Једноставност би била знатно олакшана, ако се за температуре и нарочито притиске у наведеној таблици изведу мање разлике, и то код температуре од $0{,}5^0$, код притиска од 2 или од 1 мм.

Еквивалентна температура се прорачуна још лакше и брже ако је позната температура влажног термометра за све месеце у дужем периоду година. У томе случају се служи једначином

$$\Theta = t' + K\,(t', 760\,\text{мм}), \tag{73}$$

у којој је t' температура влажног термометра. Пошто је у овој једначини t' у узајамној вези са Θ, не мора се узети у обзир ни стварни ваздушни притисак, ни стварна влажност ваздуха. Например, ако је

	$t' =$	$-0{,}9^0$	$8{,}6^0$	$17{,}4^0$,
биће	$K =$	8,73	16,9	29,8,
а по томе је	$\Theta =$	$7{,}8^0$	$25{,}5^0$	$47{,}2^0$.

За прорачунавање се увек узимају вредности код $p = 760$ мм у таблици II. Ради олакшања треба све вредности у томе ступцу свести на разлику од по 1^0 или $0{,}5^0$, што је сасвим механички рад.

Да би се видело како се одређују еквивалентне температуре узети су за пример подаци Београда у периоду 1921—1940 (таблица 63).

Таблица 63. — Прорачунате месечне еквивалентне температуре у Београду по разним једначинама

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XI
t °C	—0,1	0,9	6,6	11,8	17,1	20,2	22,6	21,4	17,8	12,6	7,5	1,2
t' °C	—0,9	—0,4	4,1	8,6	13,5	16,2	17,4	17,0	14,3	10,4	6,0	0,3
p 700 мм +	52,8	51,1	49,7	47,1	47,9	48,6	48,7	49,1	50,8	50,5	51,3	51,5
e мм	3,8	4,0	4,9	6,5	9,4	11,4	12,4	11,9	10,3	8,3	6,2	4,5
U %	82,8	77,3	68,7	61,0	63,2	62,4	59,4	61,3	64,3	71,8	76,4	80,3
					еквивалентне температуре							
једначина (70)	7,5	8,9	16,4	24,8	35,9	43,0	47,4	45,2	38,4	29,2	19,9	10,2
„ (68)	7,5	8,9	16,5	25,2	36,7	44,0	47,5	46,2	39,1	29,6	20,0	10,1
„ (71)	7,6	8,7	16,6	24,8	35,9	42,7	47,4	44,8	37,8	28,6	19,7	9,6
„ (73)	7,8	8,6	16,4	25,5	36,9	43,8	47,2	46,0	39,0	29,5	20,2	9,8

Примери у таблици 63 показују да прорачунате еквивалентне температуре по разним једначинама немају сувише велике разлике у истим месецима. Оне се од маја до октобра нарочито повећају и износе 1,0° до 1,4°. У осталим месецима разлике нису веће од 0,7°.

70. **Моћ хлађења.** — Дуже од једног и по века је познато да је, физиолошки осећано, а климатски условљено хлађење људског тела дејство неколиких чинилаца. Тежња да се оно одреди помоћу инструмената потиче још од 1826 године. Али, сви ранији и доцнији покушаји за ово одређење имали су неке грешке и није се ништа напредовало.

Моћ хлађења је у непосредној вези са физичком угодношћу људског бића. Чиниоци који упливишу на угодност топлоте многоврсни су. Најистакнутија је разлика између тела и ваздушне температуре. Даље утицаје врши зрачење, ваздушно кретање и релативна влажност. Тек пошто је Ленерд Хил, одличан британски хигијеничар, после дуготрајних покушаја конструисао, са својим сарадницима, кататермометар (обично се зове „ката"), обратили су биоклиматолози и лекари већу пажњу моћи хлађења (енгл. cooling power, франц. pouvoir refroidissant, нем. Abkühlungsgrösse, итал. il potere refrigerante).

Овде се неће описивати начин мерења ваздушне моћи хлађења помоћу кататермометра, већ ће се само споменути да је Хил све дотле анализирао компоненте хлађења, док није извео аналитичку једначину, којом добија моћ хлађења помоћу температуре, влажности ваздуха и брзине ветра [143]. По томе се види да је моћ хлађења комбинован биоклиматолошки елеменат. Он се може овако дефинисати: Моћ хлађења је равна губитку топлоте, коме подлегне површина неког тела при температури људске крви (36,5°C), ако је изложено слободном ваздуху. Оно се мери у милиграм калоријама на квадратни сантиметар у секунду (мг кал/см²/ сек).

Постоје две моћи хлађења: 1) губитак топлоте са суве површине, H, и 2) губитак топлоте са влажне површине, H'. Једначине гласе овако:

I. за мање брзине ветра од 1 м/сек

сува површина $$H = (0{,}20 + 0{,}40\sqrt{v})\,(36{,}5^0 - t) \qquad (74)$$

влажна површина $$H' = H + (0{,}06 + 0{,}072\sqrt[3]{v})\,(E - e)^{1{,}33}. \qquad (75)$$

Ту су v брзина ветра у м-сек, t ваздушна температура у °C, E притисак засићености у мм и при 36.5°, e постојећи парни притисак у мм.

II. за брзине ветра од 1 м/сек и веће

сува површина $$H = (0{,}13 + 0{,}47\sqrt{v})\,(36{,}5^0 - t) \qquad (76)$$

влажна површина $$H' = H + (0{,}035 + 0{,}098\sqrt[3]{v})\,(E - e)^{1{,}33}. \qquad (77)$$

Једначине за брзину ветра од 1 м/сек и већу вероватно су поуздане, али можда нису сасвим добре за мале брзине ветра. Поред тога су једначине за влажну површину незгодне за практичну употребу, те су их Хил и његови сарадници заменили другима, у којима је

влажност приказана температуром влажног термометра t'. Облик тих једначина је овај

$$\text{за } v < 1 \text{ м/сек} \qquad H' = (0{,}35 + 0{,}85\, v^{0{,}33})\,(36{,}5 - t') \qquad (78)$$

$$\text{за } v \geqq 1 \text{ м/сек} \qquad H' = (0{,}10 + 1{,}10\, v^{0{,}33})\,(36{,}5 - t'). \qquad (79)$$

Све ове формуле се могу применити при ваздушном притиску на морском нивоу. На већим висинама је, због смањене густине ваздуха, и губитак топлоте са суда кататермометра мањи. То се слаже са мерењима у Алпима, али и неки други стручњаци сматрају да се моћ хлађења смањује са $\sqrt{p}$. Само је члан зрачења независан од ваздушног притиска, што је утврдио Битнер [144]. Тога ради се одређене величине моћи хлађења на разним висинама H_1 морају редуковати на морски ниво, H_0, ради међусобних упоређивања. Редукована моћ хлађења на морски ниво изражена је, по Хилу и његовим сарадницима, овом једначином

$$H_0 = H_1 f, \qquad (80)$$

у којој је фактор f за различите висине оволики:

висина у метрима	0	610	1520	3050	4570	6100
фактор f	1,00	1,04	1,10	1,19	1,28	1,37

Стон је критички проучио питање о практичном процењивању и тумачењу моћи хлађења у биоклиматологији [145]. По њему се читање са ката може више сматрати као релативни, него као апсолутни индекс хлађења људског тела. Да би се добио укупни губитак топлоте требало би добијен износ моћи хлађења, помоћу ката, помножити са укупном „ефективном површином“ дотичног тела.

Уобичајено је да се вредности моћи хлађења по кататермометру и другим сличним мерењима називају „физичке“ или „климатске моћи хлађења“, насупрот могућој „физиолошкој“ моћи хлађења.

Конрад је, при прегледу новијих мерења моћи хлађења са кататермометром у једном лечилишту за грудоболне у Аустрији, дошао на помисао да провери формуле Хила о сувој моћи хлађења [37]. Величине H су, у томе лечилишту, непосредно мерене кататермометром, али су се могле — исто тако — прорачунати Хиловим формулама, помоћу посматрања са ручним анемометром и прочитаним или регистрованим температурама у заклону, чиме би се добила моћ хлађења h. При упоређењу се одмах видело да има неке несклaдности између вредности H и h. Конрад је, тога ради, испитао да ли између њих постоји зависност. При томе је утврдио да је квоцијент $H:h$ више, и правилније, упливисан променама у брзини ветра, него променама у температури. Наиме, квоцијент $H:h$ се смањује са повећањем брзине ветра, и то врло нагло код слабих ветрова (0 до 0,2 м/сек), а необично споро при већим брзинама од 1,1 м/сек. Крајњи му је закључак да се Хилова једначина (76) може врло добро применити; она даје моћи хлађења, које одговарају мерењима са ката, ако се добијене вредности једначином смање за 10%. То правило би могло вредети за брзине ветра приближно од 1 до 4 м/сек и могло би бити примењено на средње вредности.

После Хила постављен је велики број нових једначина за суву и влажну моћ хлађења, од којих се неке наведене и у раду Стона [145]. Овај сматра да је Леман [146] дао најтачнију једначину, која базира на хиљадама огледа при разним условима у слободном простору. Њен облик је

$$H = (0{,}113 + 0{,}34\,v^{0{,}622})\,(36{,}5 - t). \tag{81}$$

Члан $0{,}34\,v^{0{,}622}$ претставља просечну вредност за све услове положаја и времена. Стварно постоје прилично изразите промене, услед ускомешаности ветра, у границама од 0,35 до 0,55 и од $v^{0{,}552}$ до $v^{0{,}727}$. Једначина Лемана за влажну моћ хлађења само је приближна, а гласи

$$H' = (0{,}372 + 0{,}512\,v^{0{,}625})\,(36{,}5 - t'); \tag{82}$$

у њој је t' температура аспирационог влажног термометра.

При прорачунавању моћи хлађења, помоћу измерених температура и брзина ветра, незгода је у томе, што се анемометар или анемограф обично налазе на доста већој висини од термометарског заклона; то значи да је ветар стварно јачи, но што би био на висини термометарског заклона. Са тим ће ограничењем, као пример за прорачунавање моћи хлађења, послужити подаци Београда за месец март 1927, 1928 и 1929 године. Потребне вредности појединих метеоролошких елемената су ове:

	t	t'	e	v
март 1927	9,7°	7,4°	6,4 мм	3,3 м/сек
1928	4,1	2,1	4,3	6,7
1929	2,4	1,0	4,3	1,8

Сува моћ хлађења је, на основу ових вредности, по једначини (76)

март 1927 $H = (0{,}13 + 0{,}47\,\sqrt{3{,}3})\,(36{,}5 - 9{,}7) = 26{,}41$ мг-кал/см²/сек

1928 $= (0{,}13 + 0{,}47\,\sqrt{6{,}7})\,(36{,}5 - 4{,}1) = 43{,}65$ „

1929 $= (0{,}13 + 0{,}47\,\sqrt{1{,}8})\,(36{,}5 - 2{,}4) = 25{,}94$ „

Сува моћ хлађења је, по једначини (81), за март 1927

$$H = [0{,}113 + 0{,}34\,(3{,}3^{0{,}622})]\,(36{,}5 - 9{,}7) = 22{,}25$$

За влажну моћ хлађења се добијају ове вредности, по једначини (79)

март 1927 $H' = [0{,}10 + 1{,}10\,(3{,}3^{0{,}333})]\,(36{,}5 - 7{,}4) = 50{,}63$

1928 $= [0{,}10 + 1{,}10\,(6{,}7^{0{,}333})]\,(36{,}5 - 2{,}1) = 74{,}99$

1929 $= [0{,}10 + 1{,}10\,(1{,}8^{0{,}333})]\,(36{,}5 - 1{,}0) = 51{,}12$,

док је по једначини (82) влажна моћ хлађења за март 1927

$$H' = [0{,}372 + 0{,}512\,(3{,}3^{0{,}625})]\,(36{,}5 - 7{,}4) = 42{,}25\,.$$

За биоклиматолошке сврхе се узима да је температура људске крви константна, са вредношћу од 36,5°. То се увек претпоставља, например, у примени моћи хлађења на проблеме топлотног биланса људскога тела, али није тачно [147]. Мора се нарочито нагласити да су ове везе веома сложене природе.

Треба споменути и чињеницу да моћ хлађења може бити негативна при ваздушним температурама преко 36,5°. Тај случај настаје, природно, у неким пустињским крајевима. Тако, Ин Сала, у Африци, има у јулу просечну температуру од 37,4°. Температура се, у неким данима, повећа у Сахари до 50°, 53°, па и до 58° [25, стр. 47,52]. Исто се дешава и при испитивањима у затвореним просторијама (перионице итд.).

Пошто се моћ хлађења обично мења знатно и брзо, испитивање је много олакшано аутоматским регистровањем. На томе принципу почива фригориметар [148]: Температура поцрњене, слободно изложене бакарне кугле, са пречником од 75 мм, стално се одржава на 36,5° помоћу електричног грејања из унутрашњости. Мали термостатички термометар, увучен у бакарну куглу, прекида струју загревања када се температура повећа до 37°, а укључи је када температура спадне испод 36°. Ако су јачина струје и напон мреже довољно постојани, што се понекад не збива, може се доведена енергија одредити трајањем грејања, а ово се мери часовником. И фригориметар, дакле, има за полазну вредност температуру људске крви, што га обележава као биоклиматолошког инструмента. Он, по томе, присније подражава људско тело, од кататермометра. Али и фригориметар, као и ката, показује 1/3 до 10 пута већи укупни губитак топлоте, него што је стварни губитак код људског тела; зато и његова читања имају само релативни физиолошки значај.

Дорно је, у току својих испитивања, постављао формуле о сувој моћи хлађења, а најновија од њих гласи овако [149]

$$H = (0{,}22 + 0{,}25\,v^{0{,}66})\,(36{,}5 - t)\ \text{мг-кал/см}^2/\text{сек}. \tag{83}$$

Пошто фригориметар није згодан за мерење влажне моћи хлађења, Дорно је, 1934 године, примио формулу Робича [150] о моћи испаравања и помножио је са једначином (83), дакле

$$H' = H\,(127{,}4 - \Theta) - s\,; \tag{84}$$

у овој једначини је Θ еквивалентна температура ($= t + 2\,e$), s израз сунчевог зрачења. Она се, са малим изменама, може изразити и овако [127, стр. 166]:

$$H' = (0{,}22 + 0{,}25\,v^{0{,}66})\,[123{,}7 - 2{,}038\,(e - t)]\,. \tag{84a}$$

Али је потребно споменути да Робичева формула почива на сумњивој једначини испаравања од Бигелоа и зато није сигурна [151].

Да би се видело како се моћи хлађења, по овим једначинама, слажу са раније прорачунатима, узеће се опет, као пример, март 1927 у Београду:

једначина (83) $H = [0{,}22 + 0{,}25\,(3{,}3^{0{,}66})]\,(36{,}5 - 9{,}7) = 20{,}64$

једначина (84а) $H' = [0{,}22 + 0{,}25\,(3{,}3^{0{,}66})]\,[123{,}7 - 2{,}038\,(6{,}4 - 9{,}7)] = 90{,}09$

Упоређење добијених вредности помоћу ката и фригориметра изискује велику опрезност. Кугла фригориметра треба да је целога дана, по могућности, што мање заклоњена, док је то ретко испуњено при непосредном посматрању кататермометром. Упоређење је отежано и околношћу, што је подједнако постављање инструмената на разним станицама готово немогуће. Најзад је већина низова посматрања веома кратка, а вршена су у разним периодима. Тога ради треба бити обазрив при упоређењима, и нарочито се чувати општих закључака. Као изврстан пример могу послужити два места у Швајцарским Алпима. То су Давос (1600 м) и Ароза (1873 м) у високим долинама правца си-јз, на правом отстојању од 13 км, али су у првом мерења вршена фригориметром, а у другом, кататермометром. Моћ хлађења је у средњим месецима годишњих доба и у години оволика:

	I	IV	VII	X	год.	
Давос	16,0	15,7	10,5	14,5	14,1	мг-кал/см²/сек
Ароза	24,6	20,9	13,4	21,7	21,1	

По томе излази да Ароза има, просечно, око 50% већу моћ хлађења од Давоса. Та несразмера се може објаснити чињеницом, што је посматрачница у Арози на слободном крову, на висини од 25 м изнад земљине површине [64, стр. 551].

Можда је и ово узрок, што се у новије доба увидело да је, за опште климатске сврхе, погодније прорачунавање моћи хлађења од непосредних мерења [145, стр. 24].

Дуготрајнија мерења моћи хлађења са фригориметром омогућила су да се добије општи преглед о променама овог комбинованог биоклиматског елемента у простору и времену. Моћ хлађења се, углавном, повећава са географском ширином, а годишње промене јасно се истичу на умереним и вишим ширинама са летњим минимумом и зимским максимумом. Утицај географске ширине показују средње годишње вредности са фригориметра:

	Рио де Жанеиро	Лугано	Базел	Свинеминде	Хелсинки	
геогр. шир.	22,9°	46,0°	47,6°	53,9°	60,2°	
висина м.	60	275	278	39	12	
H	4,5	5,6	14,3	20,0	27,1	мг-кал/см²/сек
t	22,5°	11,4°	9,5°	7,6°	4,4°	

Моћ хлађења и ваздушне температуре нису, при томе, у међусобној вези, него се осетније истиче мања или већа заштићеност од ветра, која је нарочито изразита у Лугану.

Ш. Хенебергер је испитивала [152], на основу 4-огодишњих мерења у Давосу, како разни метеоролошки елементи утичу на дневни ток моћи хлађења; она је поставила општу формулу која показује дејство свих тих чинилаца. Дневни ток моћи хлађења зависи у појединим месецима, у првом реду од суделовања дневних промена ветра, зрачења и температуре; стога показује минималне вредности у преподневним, максималне у вечерњим часовима, са изузетком децембра и јануара, када настају ујутру.

Меде и Мацке су, с друге стране, испитали зависност моћи хлађења од типичних временских стања у периоду од 13 година, по подацима Грајфсвалда, места у прибрежју Балтичког Мора [152а]. Основна временска стања поделили су у ове три групе: 1) z_1 са претежно промењивим и немирним циклонским временом (западни, северозападни и северни положаји језгра ниског притиска), 2) z_2 са претежно неугодним, али мање немирним временом од групе 1 (источни, Vc, јужни положаји језгра ниског притиска и језгро над овим местом), 3) H са тихим, сувим, а често и ведрим временом високог притиска.

У Грајфсвалду су најчешћа западна временска стања, која су у три зимска месеца изванредно једнообразна, са приближном моћи хлађења од 21 мг-кал/см²/сек. Моћ хлађења је при западним временским стањима нормална или нешто већа од нормалне у поређењу са просечном вредношћу свих временских стања. То понашање указује на знатан утицај јачине ветра, која је зими највећа при овом временском стању. Моћ хлађења се постепено смањује према прелазним годишњим добима, тако да лети износи 12 до 13 мг-кал/см²/сек. У томе годишњем добу је, просечно, за 12% већа од нормалне вредности, што се може и очекивати код ових западних, прохладних маритимних временских стања. Тај проценат је надмашен само код још хладнијих северозападних временских стања.

71. **Осећање топлоте према моћи хлађења.** — Резултати одређених или прорачунатих моћи хлађења треба да се, за неке општије сврхе, простије изразе приближним осећањем топлоте, које је обично у вези са одређеним променама моћи хлађења. Моћ хлађења је, одиста, згодно средство за тачније ограничење неједнаког осећања топлоте.

Појмљиво је да сваки тип инструмента и свака једначина за одређени инструменат захтевају различиту скалу за иста осећања, да је за исти инструменат и за исту једначину потребна различита скала у појединим поднебљима; можда би чак и исто поднебље требало различите скале за поједина годишња доба, за људство које мирује или напорно ради, за људе одн. жене, децу одн. одрасле, итд.

Узимајући све ово у обзир, постављено је неколико климатских класификација на основу неких граничних вредности суве моћи хлађења. Све те „скале осећања" имају слична основна обележја, а разликују се у појединостима. Уопште се мања сува моћ хлађења од 5 мг-кал осећа као веома топла или неподношљиво врела, од 10 до 20 осећа се пријатно, освежавајуће или мало свеже, а већа моћ хлађења од 30 мг-кал даје осећај хладноће.

Навешће се неколико таквих скала, по реду њиховог објављивања (таблице 64—67).

Таблица 64. — Скала осећања од К. Дорна (1928) и одговарајућа моћ хлађења [153]

осећање	моћ хлађења
вруће	2,5 мг-кал/см²/сек
пријатно топло	7,5 „
прохладно (свеже)	10 „
пријатно хладно	12,5 „
хладно	15 „
непријатно хладно	20 „

Таблица 65. — Скала осећања од В. Конрада (1929) и одговарајућа моћ хлађења [154]

осећање	моћ хлађења
топло поднебље	< 10 мг-кал/см²/сек
разнежавајуће поднебље	10—20 „
благо надражајно поднебље	20—30 „
јако надражајно поднебље	30—40 „
веома хладно поднебље	> 40 „

Таблица 66. — Скала осећања по Г. Шмиду (1932) и одговарајућа моћ хлађења [155]

осећање	моћ хлађења мг-кал/см²/сек	
	сува	влажна
запарно	< 10	< 30
топло	10—15	30—38
благо	15—22	38—47
прохладно (свеже)	22—30	47—58
хладно	30—40	58—75
веома хладно	40—55	75—90
изванредно хладно	> 55	> 90

Таблица 67. — Скала осећања по В. Мерикоферу (1933) и одговарајућа моћ хлађења [156]

осећање	моћ хлађења
непријатно вруће	0— 5 мг-кал/см²/сек
пријатно	5—10 „
нешто прохладно (свеже)	10—15 „
хладно	15—20 „
непријатно хладно	> 20 „

Треба споменути да класификације Конрада и Шмида почивају на средњим вредностима сувог одн. влажног кататермометра, док су Дорно и Мерикофер употребили податке фригориметра. Дорно је при одређивању скале осећања пошао од посматрања на самом себи и исто-

временог регистровања фригориметра. Исто је урадио и Шмид, али помоћу кататермометра. Конрад је своју биоклиматску расподелу извео помоћу разних интервала код моћи хлађења, упоређивањем прорачунатих средњих месечних вредности са искуством о разним осећањима. Незгода код квалификације Дорна је у томе, што се осећања односе на одређене тренутке, одн. на одређену величину моћи хлађења, и зато нема границе између два суседна осећања топлоте. Мерикофер полази од расподеле Дорна, али спаја по два ступња уједно, дакле узима интервале, што је случај и код осталих класификација. Међутим је карактеристично да у скали Дорна и Мерикофера одговара непријатној хладноћи моћ хлађења од 20 мг-кал, а Конрад и Шмид имају у својој скали, за поменуту вредност, сасвим другачије осећање. Шмид је поставио најразгранатију скалу, што је напредак према другима.

Као што се види, све ово су први покушаји, и требаће још много обилнијих података да се добије повољније решење веза између осећања топлоте и моћи хлађења. Знатне разлике у досад објављеним скалама осећања показују колико других фактора учествује у људској угодности, поред саме физичке моћи хлађења. Али је, ипак, несумњиво да је моћ хлађења веома важан чинилац са гледишта људске екологије. Многа испитивања о делатности радениka су показала да се производност почне смањивати од одређене границе. Карактеристично је да је, у току векова, бољи напредак учињен у заштити људства против хладне околине, него против топлоте. Људско здравље је и данас више угрожено сувишном топлотом, него прекомерном хладноћом [127, стр. 167].

Раније је било споменуто да су мерења моћи хлађења вршена у сразмерно веома мало места. Тога ради чињени су покушаји да се зоне људске угодности одреде помоћу елемената који се свугде мере, тј. помоћу температуре и влажности. Тако је Т а ј л е р [157] одредио горњу границу зоне угодности и границу, преко које топлота постаје неподношљива у унутрашњости просторија (таблица 68). „У унутрашњости“ значи услове у хладу и незнатну брзину ветра.

Таблица 68. — Горња граница зоне људске угодности и граница подношљивости

граница угодности	$t =$	21,8°	26,7°	32,2°	37,8°	38,7°
	$U =$	100°	66	43	7	0
граница подношљивости	$t =$	37,8°	43,3°	48,9°	54,4°	56,7°
	$U =$	100	74	55	27	0

Човечији организам има, при истој ваздушној температури, врло различито осећање топлоте, у зависности од неједнаког степена влажности и различите јачине ваздушних кретања. Она ваздушна температура, која изазове на човечији организам иста осећања топлоте при разним величинама релативне влажности или брзине ветра назива се е ф е к т и в н а т е м п е р а т у р а.

Степени ефективне температуре увек се обележавају према оној ваздушној (т. зв. сувој) температури, која влада при тишини и при

засићености ваздуха воденом паром, тј. при брзини ветра од 0 м/сек и релативној влажности од 100%, да би произвела одређено осећање топлоте. Такав назив ефективне температуре је, стварно, самовољан, али ипак погодан.

Огледи су најпре вршени при тишинама, док ваздушна кретања проузрокују вишу ефективну температуру за исто осећање топлоте као при тишини, и то тим вишу што је ваздушно кретање јаче, а релативна влажност мања.

Следећа таблица показује у каквим су узајамним везама три променљиве величине да би увек могла настати иста ефективна температура од 20°C [157a]:

релативна влажност		20%	40%	60%	80%	100%
	вазд. крет. м/сек		ваздушна	температура °C		
ефект. темп. од 20°	0,0	24,3	23,0	21,8	20,9	20,0
настаје код:	0,5	25,1	23,7	22,8	22,0	21,1
	1,5	26,8	25,7	24,8	24,0	23,2

Слична граница оморине може се приказати познатом кривом од Ленкестер-Кастенса [158], која је призната као меродавна од врло многих стручњака. Те вредности вреде за тишину и за лако одевеног човека који мирује:

температура	17°	20°	25°	30°	35°	40°
релативна влажност %	100	80	60	45	35	25
парни притисак мм	14,5	14,0	14,3	14,3	14,8	14,0
еквивалентна температура	46°	48°	54°	59°	65°	68°

72. **Моћ сушења.** — Као што моћ хлађења треба да покаже губитак топлоте људскога тела при одређеном атмосферском стању, тако и моћ сушења има циљ да утврди губитак воде, који настаје испаравањем.

Венсан је, на основу многобројних огледа [159], поставио једначину о зависности температуре на слободној површини људске коже (R_v) од ваздушне температуре (t) и брзине ветра (v, м/сек), која гласи:

$$P_v = 30{,}1^0 + 0{,}2\,t - (4{,}12 - 0{,}13\,t)\,v. \qquad (85)$$

Појам моћи сушења увео је у научну литературу Валтер Кнохе. Он је у опширном раду [160] изнео своја искуства на путовањима кроз суве, високе степе Северног Чила и Боливије, покушавши да бројно изрази физиолошко дејство веома сувог ваздуха у тим крајевима.

При томе је главна тешкоћа у томе, што човек објективно осети влажност ваздуха само у њеним екстремним вредностима (оморина и ненормална сувота), док нема никаквог осећања за међустања. Али, за

та одређења нису потребни подаци о релативној влажности или о дефициту засићености, него јачина испаравања. Међутим се испаравање ретко где мери без приговора, те се прорачунавање мора вршити помоћу парног притиска, притиска засићености при одређеној температури и брзине ветра. Кнохе наводи многе писце који су поставили такве једначине; он је, при томе, изабрао најновију једначину од Бигелоа [161], која вреди за суд са површином од 0.5 м² и трајање од 4 часа, али је она нетачна, као што је утврдио Битнер [151].

По томе, дефиниција гласи овако: Моћ сушења је висина испарене воде, у сантиметрима, у току од четири часа. Али, ове јединице нису згодне, јер се — обично — висина испаравања, у милиметрима, мери сваког јутра, дакле у размаку од 24 часа. Стога је Дорно, у своме делу Асуан [122], прерачунао моћи сушења на последње јединице.

Прорачунавање моћи сушења врши се следећим једначинама

при тишини $$S_c = \frac{E_t}{e}\frac{\Delta E}{\Delta t}, \qquad (86)$$

при ветру $$S_v = 0{,}023 \cdot F(v)\frac{E_t}{e}\frac{\Delta E}{\Delta t}(1 + 0{,}084\,v), \qquad (87)$$

у којима је S_c моћ сушења при тишини, S_v моћ сушења при брзини ветра v (км/час), e опажен парни притисак, E_t притисак засићености водене паре при температури t, $F(v)$ функција од v, док $\Delta E/\Delta t$ означује промену притиска засићености са променом температуре, што се може одредити из сваке психрометарске таблице [130, стр. 2—4]. Вредности члана $F(v)$ су оволике при разним брзинама ветра у км/час:

v	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	15
$F(v)$	1,000	1,148	1,274	1,392	1,493	1,592	1,667	1,712	1,746	1,762	1,777	1,782

а даље остају константне до $v = 30$ км/час.

$\Delta E/\Delta t$ прорачунава се овако: Притисак засићености узме се један степен изнад и један степен испод одређене ваздушне температуре. Ако је $t = 16^0$, тада је — по психрометарској таблици — $E_{17} = 14{,}53$, $E_{15} = 12{,}79$, а по томе је

$$\frac{\Delta E}{\Delta t} = \frac{14{,}53 - 12{,}79}{17 - 15} = 0{,}90.$$

Када је овај члан одређен, даље прорачунавање у једначинама (86) и (87) не чини никакве тешкоће. Али се морају учинити напомене. Обе једначине вреде само за места на морском нивоу. Код виших места се S_c одн. S_v мора помножити са $p_0 : p$, где је $p_0 = 762$ мм (1015 мб), а p ваздушни притисак на одређеној висини. Претпостављајући да је парни притисак у обрнутој сразмери са ваздушним притиском p, дакле да се повећава са $p_0 : p$, Кнохе добија следеће вредности:

на висини од	0	1000	2000	3000	4000	5000	м,
при атмосферском притиску од	762	671	597	522	463	404	мм,
испаравање S се повећа за	0	14	28	46	65	89	%.

То значи да је моћ сушења на висини од 5400 метара двапут већа, него што је на морском нивоу, ако су сви остали услови исти.

Као пример за прорачунавање моћи сушења узети су подаци Хвара (60 година) за месец август. Ту су

t	e	E_t	v км/час	v м/сек
24,4°	14,2 мм	22,92°	14,9	4,15

По томе је

$$S_v = 0{,}023\left[1{,}782\left(\frac{22{,}92}{14{,}2}\right)\right]\left(\frac{24{,}33-21{,}59}{25{,}4\ -23{,}4}\right)[1+(0{,}084\times 14{,}9)] = 0{,}204\,.$$

Ова вредност моћи сушења одговара ступњу VII Кнохеове геоклиматске класификације у таблици 71, односно веома великој моћи испаравања ваздуха.

Количина S_v, која се односи на ваздушну температуру (тачније би било на температуру испаравајуће површине) названа је од Кнохе-а геоклиматска моћ сушења. Геоклиматска површинска температура управља се према врсти предмета (стена, ледник, биљка итд.). Али, он разликује и биоклиматску (антропоклиматску) моћ сушења, $S_{P,v}$ која се прорачунава помоћу површинске температуре људске коже, дакле Венсановом једначином (85). За месец август у Хвару добија се ова вредност

$$P_v = 30{,}1 + (0{,}2\times 24{,}4) - [4{,}12 - (0{,}13\times 24{,}4)]\,4{,}15 = 31{,}04\,.$$

Биоклиматска моћ сушења слична је геоклиматској моћи, као што показује следећа једначина

$$S_{P,v} = 0{,}023\cdot F(v)\frac{E_P}{e}\frac{dE_P}{dP_v}(1+0{,}084\,v)\,, \qquad (88)$$

у којој је E_P притисак засићености при температури људске коже P_v. По овој једначини је антропоклиматска моћ сушења у Хвару, у месецу августу, оволика

$$S_{P,v} = 0{,}023\left[1{,}782\left(\frac{33{,}80}{14{,}2}\right)\right]\left(\frac{35{,}75-31{,}91}{32{,}04-30{,}04}\right)[1+(0{,}084\times 14{,}9)] = 0{,}422\,.$$

То значи да ова вредност одговара V ступњу биоклиматске класификације (таблица 72), односно прилично сувом стању.

Да би се наведене моћи сушења у Хвару изразиле у милиметрима на дан, морају се помножити са фактором 60. Тако би се за геоклиматску моћ сушења добила вредност 12,24, а за биоклиматску, вредност 25,32.

Из две приложене таблице виде се карактеристичне везе између моћи сушења с једне, а температуре и влажности ваздуха с друге стране. Таблица 69 показује утицај температуре при постојаном парном притиску, док таблица 70 приказује утицај влажности ваздуха при постојаној температури. Разлика између геоклиматске и биоклиматске моћи хлађења постаје још већа приликом ветра.

Таблица 69. — Промене геоклиматске и биоклиматске моћи сушења при постојаном парном притиску и промењивој температури (при тишини)

температура ваздуха	парни притисак	релативна влажност	температура коже	S_c	$S_{P,c}$
30°	0,5 мм	2%	36°	114,4	214,6
20	0,5	3	34	37,3	174,3
10	0,5	5	32	11,1	141,3
0	0,5	11	30	3,1	114,3
–10	0,5	25	28	0,5	91,8

Таблица 70. — Промене геоклиматске и биоклиматске моћи сушења при постојаној температури и промењивој влажности (при тишини)

температура ваздуха	парни притисак	релативна влажност	температура коже	S_c	$S_{P,c}$
20°	17,4 мм	100%	34°	1,1	5,0
20	10,0	57	34	1,9	8,7
20	5,0	29	34	3,7	17,5
20	1,0	6	34	18,7	87,1
20	0,1	1	34	186,6	871,4

Кнохе је, у наведеном раду, прорачунао моћ сушења за велики број места на целом свету и помоћу тога је поставио скалу интензитета за геоклиматску (таблица 71) и биоклиматску моћ сушења (таблица 72).

Таблица 71. — Геоклиматски ступњеви моћи сушења

моћ испаравања ваздуха	ступањ (интензитет)	моћ сушења	год. испаравање
готово нема или врло мала	I	0,000—0,014	30 см
мала	II	0,015—0,023	50
прилично мала	III	0,024—0,035	80
нормална	IV	0,036—0,068	150
прилично велика	V	0,069—0,114	250
велика	VI	0,115—0,183	400
веома велика	VII	0,184—0,264	600
изванредно велика	VIII	$\geqq$0,265	>600

Таблица 72. — Биоклиматски ступњеви моћи сушења

обележје стања	ступањ (интензитет)	моћ сушења
изванредно или врло влажно	I	0,00—0.10
влажно	II	0,11—0,13
прилично влажно	III	0,14—0,20
нормално влажно	IV	0,21—0,35
прилично суво	V	0,36—0,50
суво	VI	0,51—1,00
веома суво	VII	1,01—2,00
изванредно суво	VIII	$\geqq$2,01

V. Ветар

73. **Климатски и биоклиматски значај ветра.** — Временске промене су у тесној вези са кретањима великих ваздушних маса. Четири основне ваздушне масе су: поларна ваздушна маса (*P*), тропска ваздушна маса (*T*), маритимна ваздушна маса (*M*), и континентална ваздушна маса (*C*). Њихова главна обележја налазе се у самим именима. Тако је поларна ваздушна маса хладна, тропска ваздушна маса топла, маритимна влажна, континентална сува. Што је нека ваздушна маса ближа својој извориишној области, тим више је очувала своја првобитна обележја. Дуго кретање одређене ваздушне масе преко разних предела производи промену у њеним особинама. Она је изгубила нека првобитна обележја, али је — у замену — добила нека друга. Понекад ваздушна маса нема другачије обележје од предела у коме је опажена. То може бити проузроковано дужим остајањем те ваздушне масе у дотичном пределу, који тада претставља „извориишну област". Зато је таква ваздушна маса без нарочитог обележја, индиферентна (*I*).

Услед постојаних промена у атмосферској ситуацији, одређено место на земљиној површини долази под утицај разних ваздушних маса, што одговара истодобним променама времена. То је разлог, што честина разних ваздушних маса даје прегледнију слику поднебља од било кога појединог климатолошког елемента.

Кретања ваздуха су врло важни чиниоци поднебља из неколико разлога. Пре свега се истиче јачина ваздушног кретања, одн. брзина ветра без обзира на његов правац. Појачано ваздушно кретање обично је праћено повећаним испаравањем са површине воде, земљишта и вегетације с једне, а сушењем тла и биљног покривача с друге стране. Али, то изазива потребу за водом код разних организама. Топли и суви ветрови проузрокују стварно венење и прљење житних поља, услед смањене садржине влаге у биљкама, као и услед однашања влажности из површинског слоја тла.

Ветрови, поред тога, упливишу на људску угодност и делатност. Ветрови утичу на осећање топлоте, тј. на физиолошку температуру, својим дејством на повећано испаравање са људске коже. Слаби ветрови са честим тишинама, и превисоким температурама, изазивају слабљење и омекшавање организма, као и смањену подношљивост топлоте. Жестоки ветрови, са вишом температуром од људског тела, могу му брже доносити топлоту, но што може бити однесена, чиме проузрокују грозницу или сунчаницу. Ветрови, иначе, најчешће делују расхлађујући, брзим одузимањем топлоте. Зато је иста ниска температура подношљива при слабом ветру или тишини, чак је пријатна и надражајна, док је при јаком ветру неподношљива или бар непријатна, услед повећаног испаравања људског тела и однашања топлоте од њега.

Потребно је, дакле, из свих поменутих разлога, да климатске таблице садрже податке о преовлађујућем правцу и средњој часовној брзини ветра, о релативној, одн. процентној честини ветрова из разних праваца, као и о честини тишина и жестоких ветрова са већом брзином од 50 км/час.

Хелман сматра да је, одиста, и тишина климатски фактор [162]. Јер, када се долази из Северне у Јужну Немачку или у унутрашњост неког средоземног предела, човек се изненади великом мирноћом

ваздуха која тамо преовлађује. Као пример наводи осећања два истакнута метеоролога. Бецолд се, после селидбе из Минхена у Берлин, непријатно осећао, јер у улицама Берлина често влада „промаја". Хан се, с друге стране, нерадо бавио у Грацу, месту јужно од Алпа, јер му је тамо ваздух био сувише тих, у супротности са Бечом, где је стално живео.

По томе је тишина, или њена супротност, ускомешаност ваздуха, важан климатски фактор, коме се поклањало мало пажње; у описима појединих места и крајева не долази довољно до изражаја, можда што за то нема погодног бројног израза.

Хелман је покушавао да се за ово одређење примене подаци о брзинама ветра (тј. просечна брзина и број дана са незнатном брзином), али се уверио да они нису међусобно упоредљиви, пошто се висина и начин постављања анемометра знатно мења од места до места. Неку накнаду томе пружају подаци о честини тишина. Ови су подаци поуздани, ако посматрач — приликом тишина — не забележи правац ветроказа (што се чешће дешава) и тада, при пребројавању праваца ветра, не урачуна забележени правац без икакве брзине. Хелман је, за нека места у Немачкој, извео честину тишина, у процентима честине свих праваца ветра и тишина, и овде ће се навести честина тишина само за три места: острво Риген, на Балтичком Мору, 1,5%, Берлин 8,9%, Минхен 22,1%. По томе је осећање Бецолда потпуно стварно. Међутим је Лугано, на јужној суподини Алпа, пример екстремних услова, јер ту долази на тишине, просечно, 87,0% [75, стр. 202].

Великих разлика у честини тишина има и у нашој земљи, што се види из ових примера: Палагружа 5,0%, Вршац 20,7%, Скопље 47,4%, Крушевац 50,0%, Титово Ужице 67,1%.

74. **Прорачунавање резултантне брзине ветра по подацима правца и брзине.** — Бележења анемографа дају средњи правац ветра за сваки час и брзину у одговарајућим јединицама. Правци ветра за међународну радиотелеграфску службу не означују се именима, већ бројевима којима припада сваки правац ветра. Служи се са 32 броја, од којих сваки одговара угаоној разлици од $360^\circ : 32 = 11{,}25^\circ = 11^\circ 15'$. Ти бројеви иду овим редом и имају одређени правац: 01 = N према E, 02 = NNE, 03 = NE према N, 04 = NE, 05 = NE према E, 06 = ENE, 07 = E према N, 08 = E, ... 12 = SE, 16 = S, 24 = W, 32 = N, 00 = C (тишина).

За практичне потребе се употребљују 16 праваца (са угаоном разликом од $22^\circ 30'$), дакле и међуправци између осам главних праваца, а најчешће само последњи.

Таблица 73 показује који је средњи правац (D) и колика је средња брзина ветра (v, м/сек) у сваком часу, од 6 до 12, и у сваком датуму јануара 1953, по бележењима анемографа у Београду. По тим се подацима може извести неколико прорачунавања. Тако је од 9—10 часова, у току целог јануара 1953, северни ветар дувао у 7 дана, са укупном брзином $\Sigma v = 20{,}9$ м/сек; по томе је просечна брзина северног ветра у току овог часа $\bar{v} = 20{,}9 : 7 = 3$ м/сек. С друге стране се просечна брзина ветра од 9—10 часова, без обзира на правац, добија овако: $\Sigma v = 87{,}2$ м/сек, $n = 31$; дакле је $\bar{v} = 87{,}2 : 31 = 2{,}8$ м/сек.

Таблица 73. — Средњи правац (D) и средња брзина (v) ветра у Београду јануара 1953 године

датум \ час	6—7		7—8		8—9		9—10		10—11		11—12	
	D	v	D	v	D	v	D	v	D	v	D	v
1	S	6,9	S	7,2	S	5,6	SSE	6,1	SSE	7,2	SSE	7,5
2	SE	7,8	SSE	6,4	SSE	9,2	SSE	7,5	SSE	3,1	SE	4,2
3	NNE	2,5	N	3,1	N	3,1	N	3,3	NNE	2,8	NE	2,8
4	WNW	1,1	NW	1,7	NW	1,4	WNW	1,9	WNW	1,7	WNW	2,5
5	C	0	C	0	C	0	SSW	0,6	C	0	C	0
6	ESE	7,5	SE	9,6	SE	9,6	SE	10,5	SE	11,7	SE	12,9
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
26	C	0	N	2,2	N	2,8	N	3,3	NNE	3,6	NNE	2,8
27	N	2,2	NNE	2,8	NNE	2,2	WNW	0,8	NE	0,8	N	0,8
28	SSW	1,7	SSW	1,9	SSW	1,4	SSW	1,1	S	1,4	S	2,2
29	C	0	SE	1,7	SE	1,4	SSW	1,7	W	2,2	W	2,2
30	W	2,8	W	2,8	W	3,3	W	4,4	WNW	2,8	WNW	3,3
31	SSE	2,8	SSE	3,1	SSE	3,6	SE	4,4	SSE	5,6	SSE	5,3

Најзад, пошто интервалу од једног часа одговара трајање од 3600 секунада ($60^с \times 60^м$), и пошто је 1 јануара од 6—7 часова средња брзина јужног ветра 6,9 м/сек, биће укупна брзина у томе часу $3600 \times 6{,}9 = 24840$ м/сек $= 24{,}8$ км/час.

Пример о прорачунавању елемената ветра дат је у таблици 74 за 10-огодишња регистровања анемографа у Хвару, у месецу јулу. За одређење су употребљене оригиналне таблице ауторегиструјућих података о ветровима из разних праваца, као и о средњој брзини ветра у сваком часу и сваком датуму месеца јула у периоду 1871—1880 [163]. Честина ветрова, тј. колико је часова (H) дувао ветар из одређеног правца, просечно, у току целога месеца јула, унесена је у првом реду таблице 74. Цео збир износи 744 часа, јер то одговара броју дневних часова у сваком дану јула (24×31). Други ред означује просечне брзине ветра (v) из појединих праваца, у километрима на час.

Таблица 74. — Честина ветрова из разних праваца (H), одговарајућа просечна брзина (v) и пређени пут ветра (Hv) у месецу јулу, по 10-годишњим подацима анемографа у Хвару (1871—1880)

правац ветра	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
H (број часова)	139	74	70	112	56	16	90	187
v (брзина у км/час)	11,0	18,7	23,8	20,2	8,9	7,8	16,5	15,3
Hv (пређени пут ветра у км)	1529	1384	1666	2262	498	125	1485	2861

У трећем реду је уписан производ Hv, изражен у км/час. Тај продукат зове се пређени пут ветра у неком раздобљу (дан, седмица, месец итд.); њиме је означено пренашање неке ваздушне масе у одређеном правцу.

Резултантни пређени пут ветра одређује се помоћу Ламбертових једначина

$$A = \mathrm{N} - \mathrm{S} + (\mathrm{NW} + \mathrm{NE} - \mathrm{SW} - \mathrm{SE}) \cos 45^0 ,$$
$$B = \mathrm{W} - \mathrm{E} + (\mathrm{NW} + \mathrm{SW} - \mathrm{NE} - \mathrm{SE}) \cos 45^0 , \qquad (89)$$

у којима је A укупни пређени пут од севера до југа, B од запада до истока. Довољно је тачно, и за праксу врло згодно, да се прорачунавања врше са вредношћу $\cos 45^0 = 0{,}7$ (а не 0,7071). При посматрању места на северној земљиној полукугли може се ветровима са севера и запада дати позитиван, ветровима са југа и истока негативан знак, као што је учињено у једначини (89). Ако се за A или B добије, као резултат, негативан збир, значи да је јужна, одн. источна компонента јача од супротне. Томе се мора обратити нарочита пажња, јер се помоћу њих одређује резултантна вредност, односно одговарајући азимут (в. § 102). Резултантна вредност има правац

$$\frac{A}{B} = \operatorname{tg}\alpha' . \tag{90}$$

Према подацима у таблици 74, последњи ред, и према једначини (89) добија се овакав резултат:

$$\frac{A}{B} = \frac{1529 - 498 + (2861 + 1384 - 125 - 2262)\,0{,}7}{1485 - 1666 + (2861 + 125 - 1384 - 2262)\,0{,}7} = \frac{2332}{-642} = 3{,}633 = \operatorname{tg}\alpha' .$$

По томе је $\alpha' = 74{,}6^0$, угао између источног и северног правца, дакле, E $74{,}6^0$ N или N $15{,}4^0$ E.

Пошто се азимут ветра рачуна од севера преко истока на југ итд., његова вредност је

$$\alpha = 15{,}4^0 .$$

Том величином је обележен п р а в а ц с р е д њ е г в е к т о р а в е т р а.

Али се A и B могу разделити у по две компоненте са супротним правцима

$$\begin{matrix} N + (NW + NE)\cos 45^0 & W + (NW + SW)\cos 45^0 \\ S + (SW + SE)\cos 45^0 & E + (NE + SE)\cos 45^0 \end{matrix} \tag{91}$$

Да би се ове четири компоненте могле свести на две, треба компоненту N одузети од S и компоненту W одузети од E, или обратно, према томе к о ј а о д њ и х и м а в е ћ у в р е д н о с т, како би се увек добили п о з и т и в н и з б и р о в и. Тиме прорачунавање постаје сигурније, али је и дуготрајније.

Продукти Hv у таблици 74 дају овакав заокружени резултат по прорачунавању са једначинама (91)

N	S	W	E
1529	498	1485	1666
2003	88	2003	969
969	1583	88	1583
4501	2169	3576	4218

По томе је

$$A = (N - S) = 4501 - 2169 = 2332$$

$$B = (E - W) = 4218 - 3576 = 642 .$$

Као што се види из ових бројева, вредности за A и B имају исте величине као у прошлом примеру, али се јасно истиче да резултанта има правац између севера и истока.

Величина резултантног пређеног пута ветра, односно просечног стварног пренашања ваздушних маса, одређује се једначином

$$R = \sqrt{A^2 + B^2}. \tag{92}$$

То је за наведен пример Хвара

$$R = \sqrt{2332^2 + 642^2} = 2421 \text{ км},$$

што значи да је слободно пуштена ваздушна лопта, у току месеца јула, пренесена ваздушним кретањима за 2421 километар према северу-североистоку. Величина R означава брзину средњег вектора ветра.

Једначине су доста сложеније за прорачунавање резултантног пређеног пута ветра из 16 разних праваца

$$\begin{aligned} A = {} & \mathrm{N} - \mathrm{S} + (\mathrm{NNE} + \mathrm{NNW} - \mathrm{SSE} - \mathrm{SSW}) \cos 22.5^0 \\ & + (\mathrm{NE} + \mathrm{NW} - \mathrm{SE} - \mathrm{SW}) \cos 45^0 \\ & + (\mathrm{ENE} + \mathrm{WNW} - \mathrm{ESE} - \mathrm{WSW}) \cos 67.5^0, \\ B = {} & \mathrm{W} - \mathrm{E} + (\mathrm{WNW} + \mathrm{WSW} - \mathrm{ENE} - \mathrm{ESE}) \cos 22.5^0 \\ & + (\mathrm{NW} + \mathrm{SW} - \mathrm{NE} - \mathrm{SE}) \cos 45^0 \\ & + (\mathrm{NNW} + \mathrm{SSW} - \mathrm{NNE} - \mathrm{SSE}) \cos 67.5^0. \end{aligned} \tag{93}$$

По томе је једначина за северну компоненту оваква:

$$\begin{aligned} A = {} & \mathrm{N} + \mathrm{NNE} \cos 22.5^0 + \mathrm{NE} \cos 45^0 + \mathrm{ENE} \cos 67.5^0 \\ & + \mathrm{NNW} \cos 22.5^0 + \mathrm{NW} \cos 45^0 + \mathrm{WNW} \cos 67.5^0. \end{aligned} \tag{93a}$$

И код наведених косинуса у једначинама (93) довољне су приближне вредности: $\cos 22{,}5^0 = 0{,}9$ (уместо тачније $0{,}9239$), $\cos 67{,}5^0 = 0{,}4$ (уместо $0{,}3827$).

75. **Прорачунавање резултантног правца по честини ветрова.** — Много је метеоролошких станица у којима се посматрају само правци ветрова. Ипак се резултантни правац ветра може проценити и за ова места. При томе се увек претпоставља да су честине ветрова из разних праваца приближно пропорционалне њиховој средњој брзини. Ако је, напр., југоисточни ветар најчешћи у неком месту, он треба да је и најјачи. Исто би тако требало да најређи североисточни ветар има уједно и најмању брзину. То се доста добро слаже са просечним годишњим приликама у Београду. Конрад је испитао ове услове за ветрове у Батавији (Јава), по 35-огодишњим регистровањима у месецу јануару [1b, стр. 182], и утврдио је да постоје корелације

(§ 87—95) између честине и брзине ветрова из разних праваца. Таквих подударања има одиста у крајевима постојаних пасатских и монсунских ветрова, али се у многим другим крајевима јављају знатна отступања. Ипак се честине H у таблици 74 могу употребити, као приближност, за релативну меру пређеног пута ветра, такође помоћу Ламбертове једначине (91).

Прорачунавање је по тим вредностима овакво:

N = 139	S = 56	W = 90	E = 70
131	11	131	52
52	78	11	78
322	145	232	200

На основу тога је $A = 322 - 145 = 177$, $B = 232 - 200 = 32$ дакле је $\frac{A}{B} = \frac{177}{32} = 5{,}531$,

па је $\alpha' = 79{,}8^0$, односно W $79{,}8^0$ N.

Азимут има вредност $\alpha = 270^0 + 79{,}8^0 = 349{,}8^0$.

По овим резултатима долази се до закључка да између прорачунавања по брзинама и по правцима ветра постоји разлика у азимуту од $25{,}6^0$. То, уједно, значи да она није сувише велика.

Треба, најзад, споменути да је за практичне потребе довољно узети 8 праваца, било да се прорачунавање врши помоћу брзина ветра, или помоћу одговарајућих честина. То је учињено и у таблици 74 за Хвар. Наиме, у оргиналним подацима Хвара дате су вредности за 16 праваца ветра, али су оне сведене на 8 праваца. Честина међуправаца, рецимо NNE са 13,8 часова, расподели се, са по 50%, на два главна суседна правца; то значи да се северном и североисточном ветру придода по 6,9 часова. Исто се то учини и са средњим збиром брзине, која је код NNE ветра 169,3 км/час; од тога се дода 84,6 км/час северном, 84,7 североисточном ветру.

Теориски се могу поставити замерке овом начину редукције са 16 на 8 праваца, али је из практичних разлога сасвим оправдан. Тако, например, у свих 10 месеца јула, са 7440 часова, SSW има укупну честину од 39 часова, WSW 45 часови, а суседни SW ветар 118 часова, дакле 2,5 до 3 пута више. Још већа је несразмера код других праваца ветра, јер NNW има честину од 324 часа, NNE 138 часова, а суседни ветар N има чак честину од 1159 часова, тј. за 3,6 и 8,4 пута већу.

Иначе се релативне честине ветрова из разних праваца, изражене у промилима укупне честине ветрова из свих праваца, и одговарајући збирови релативних брзина у км/час прилично подударају, што показује следећа таблица:

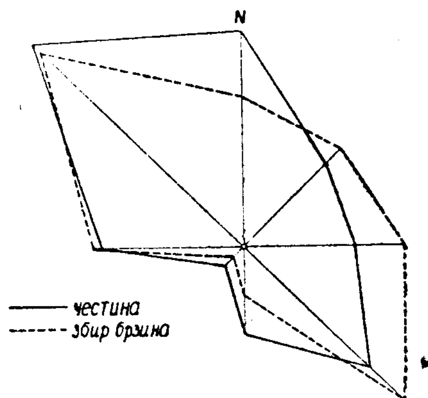
N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW
релативна честина у промилима															
156	19	81	17	36	99	85	32	57	5	16	6	39	157	152	43
релативни збир брзина у промилима															
104	14	100	24	21	205	78	23	29	3	8	3	30	188	132	38

Слично је и код редукованих релативних вредности са 16 на 8 праваца, о чему сведоче ови бројеви:

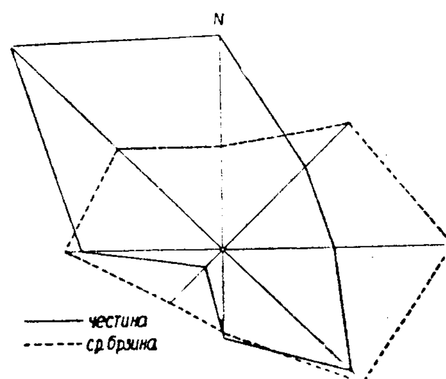
	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
релативна честина ‰	187	99	94	151	75	21	121	252
релативни збир брзина ‰	130	118	136	192	42	11	126	245

Слика 34 показује још јасније ово подударање.

Знатно већа несразмера настаје, међутим, када се збирови брзине ветрова из појединих праваца (у км/час) изразе у просечним вредностима, тј. поделом збира брзине одређеног ветра са одговарајућом



Слика 34. — Релативна честина и релативна брзина ветрова из разних праваца у Хвару, у месецу јулу



Слика 35. — Релативна честина и релативна просечна брзина ветрова из разних праваца у Хвару, у месецу јулу

честином. Честина остаје, при томе, иста, тј. број часова са ветром из одређеног правца не мења се, али су битно промењене просечне брзине. То ће се, краткоће ради, показати само за осам праваца ветра, опет у промилима. У случају да се тражи нарочито велика тачност, или ако се неминовно хоће прорачунавање помоћу 16 праваца ветра, поступак при одређивању знатно је олакшан употребом радова Полака [41].

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
релативна честина ‰	187	99	94	151	75	21	121	252
релативна прос. брзина ‰	90	153	195	165	73	64	135	125

Слика 35 веома лепо показује колико су велике разлике према условима на слици 34.

76. **Постојаност ветра.** — Постојаност ветра је важан елеменат за климатолошка разматрања. Под постојаношћу ветра (S) подразумева се квоцијент између брзине средњег вектора ветра (R) и просечне брзине без обзира на правац ветра (V), дакле је постојаност изражена једначином

$$S = R : V\,. \tag{94}$$

Ако се ова сразмера помножи са 100 добија се постојаност у процентима. Постојаност је $=0$, ако сви правци ветра имају исте честине и

једнаке брзине. Постојаност је $=1$, одн. 100%, када је ветар толико постојан да стално дува из истог правца. Брзина ветра се, у томе случају, може веома знатно мењати, али постојаност ипак задржава своју највећу вредност, тј. 1 или 100%. Тиме је јасно истакнуто да је њено обележје у постојаности правца. Ова величина, међутим, означује уствари само отступање појединих праваца ветра од правца средњег вектора ветра (α).

Укупни пређени пут ветра, без обзира на правац, добија се збиром вредности у трећем реду таблице 74, по чему је

$$V = 11810 \text{ км},$$

док је резултантни пређени пут ветра, по једначини (93),

$$R = 2419 \text{ км}.$$

Постојаност ветра је, на основу ових вредности,

$$S = \frac{2419}{11810} = 0{,}205, \text{ одн. } 20{,}5\%.$$

По овој вредности излази да је постојаност ветра у Хвару, у месецу јулу, прилично незнатна.

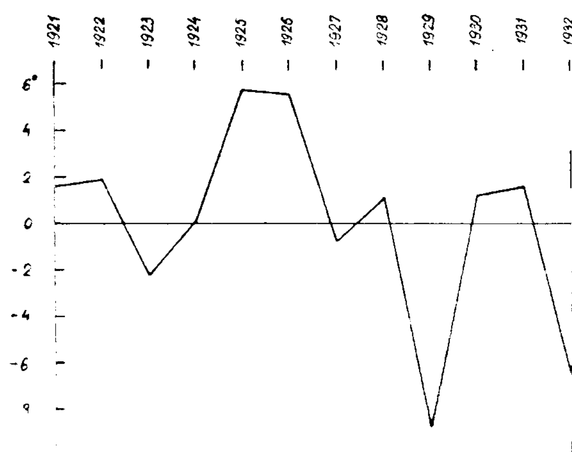
Велика постојаност влада у областима пасатских и монсунских ветрова, нарочито у тропском појасу. Ту се, у области пасатских ветрова, постојаност у неким месецима повећа до 90% и више [164].

ТРЕЋИ ДЕО

ПРОСТОРНО УПОРЕЂИВАЊЕ КЛИМАТСКИХ ЕЛЕМЕНАТА

I. УПОРЕЂИВАЊЕ НИЗОВА ПОСМАТРАЊА ИЗ РАЗНИХ МЕСТА

77. **Једноликост просечног временског стања у великом пределу.** — По ранијем излагању о грешкама статистичких мерних бројева (§ 13) могуће је да промена посматрача или промена неког инструмента може проузроковати прекид у климатолошком низу посматрања. Такав низ, у коме промене нису произведене природним утицајима, зове се нехомоген. Сличне нехомогености могу настати разним узроцима. Например, слободно постављен хелиограф почео би бележити краће трајање осунчавања, ако би дрвета — било источно или западно од њега — толико нарасла да га заклоне од Сунца ујутру или пред вече. По томе се може закључити да је низ посматрања разних климатских елемената хомоген у случају, ако су колебања у истом раздобљу узастопних година изазвана искључиво временским или климатским променама.



Слика 36. — Девијације фебруарске температуре у Сарајеву од просечне вредности у периоду 1920—1932

Важан задатак климатолога је, дакле, да критички испита одређен низ посматрања и да утврди колико је он хомоген. Али је то готово немогуће учинити, пошто је добро познато да су сви климатски елементи увек изложени краћим или дужим периодским, а нарочито непериодским колебањима. Стога постоје велике климатске промене од једне до друге године и зато се обично говори само о релативној хомогености. Поменуте услове показује слика 36, у којој су изнесена отступања средње фебруарске температуре у Сарајеву од аритметичке средине (–0,2°) у периоду 1920/32.

Ма да су ова посматрања вршена у Опсерваторији, и по томе су потпуно тачна, могло би се ипак поставити питање, да ли је изванредно велико снижавање температуре од фебруара 1928 до 1929 и

исто толико повећање од 1929 до 1930 проузроковано стварно, природним путем, или на који други начин. Исто тако, да ли је разлика у температури од 14,4° између најтоплијег фебруара 1925 и најхладнијег 1929 године стварна? То несумњиво указује на немогућност да се учини разлика између природних и вештачких промена код неког климатског елемента, ако располажемо подацима само од једног места.

Али, нека места у Југославији, на правом отстојању од Сарајева до 390 км, показују у истом периоду година подједнаке промене фебруарских температура, наравно према својој апсолутној висини, ширини и отстојању од морске обале. О томе сведоче следећи примери у таблици 76.

Таблица 76. — Средње фебруарске температуре неких година у периоду 1920—1932 у разним местима Југославије

место	висина	II	1920	1922	1925	1926	1928	1929	1930	1931	1932	колебање
Сарајево	637 м		1,4	−2,4	5,4	5,3	0,7	−9,0	0,9	1,3	−6,7	14,4°
Љубљана	288		4,3	−4,0	3,8	5,3	2,8	−8,9	0,0	0,2	−5,0	14,2
Загреб	162		5,3	−0,4	6,4	7,6	3,7	−7,2	3,0	1,9	−3,2	14,8
Осијек	96		3,0	−3,5	6,3	5,7	1,3	−9,1	2,4	2,0	−5,4	15,4
Београд	132		2,4	−2,6	7,3	5,4	1,1	−9,2	2,4	2,6	−5,1	16,5
Скопље	240				7,3	5,6	1,7	−5,3	2,6	4,6	−3,7	12,6
Мостар	59		7,2	3,9	9,3	10,2	7,0	3,3	6,6	7,2	1,8	8,4

По овим подацима јасно излази да временске и климатске промене нису ограничене на једно место, него проузрокују истоврсна колебања температуре у току година, па и осталих климатских елемената, до великих отстојања. То би се истакло још боље, ако би се за свако од наведених места у таблици 76 графички приказале промене у фебруарској средњој температури од 1920 до 1932 године.

Ова подударања у променама фебруарске температуре од Љубљане до Скопља и од Мостара до Београда доказују да су подаци Сарајева потпуно тачни. Али се из наведених података уједно види да су велики скокови у температури екстремних година знатно ублажени у јужним местима, Скопљу и Мостару, нарочито последњем, које је од Јадрана удаљено тек 45 км у правој линији.

Као пример за истоврсне варијације узете су средње фебруарске температуре Петроварадина (134 м) и Бечеја (82 м) у периоду 1926/35, која су места на отстојању од 43 км (таблица 77). Петроварадин и Бечеј имају у овом периоду од 10 година велико колебање средњих температура од 14° (разлика између 1926 и 1929 године), али диференције не показују већу средњу промену од 1,2°, дакле за десет пута мању.

Средња отступања (девијације), одн. средња промењивост (§ 15), изнесена у ступцима (5) и (6), имају оволике величине

$$\text{Петроварадин } \pm 2{,}95^{0} \qquad \text{Бечеј } \pm 3{,}18^{0},$$

док је средња девијација код диференција, стубац (7), тек ±0,39°. То значи да је средња промењивост диференције око осам пута мања

од средње променљивости стварних температура у Петроварадину и Бечеју. Зато се диференције у ступцу (7) могу назвати квази-константне.

Таблица 77. — Средње фебруарске температуре Петроварадина и Бечеја, њихова отступања од аритметичке средине и одговарајуће диференције (период 1926—1935)

година (1)	Петроварадин (2)	Бечеј (3)	Петр.—Беч. дифер. (4)	девиј. Петр. (5)	девиј. Бечеј (6)	Петр.—Беч. диф. девиј. (7)
1926	5,7°	4,7°	1,0°	5,3°	5,5°	–0,2°
1927	0,9	0,0	0,9	0,5	0,8	–0,3
1928	1,5	0,4	1,1	1,1	1,2	–0,1
1929	–8,3	–9,3	1,0	–8,7	–8,5	–0,2
1930	2,4	1,6	0,8	2,0	2,4	–0,4
1931	2,8	2,2	0,6	2,4	3,0	–0,6
1932	–5,8	–7,8	2,0	–6,2	–7,0	0,8
1933	2,0	1,2	0,8	1,6	2,0	–0,4
1934	1,7	0,3	1,4	1,3	1,1	.0,2
1935	0,8	–1,1	1,9	0,4	–0,3	0,7
сред.	0,4	–0,8	1,2			
$\Sigma(+)$				14,6	16,0	1,7
$\Sigma(-)$				14,9	15,8	2,2
$\mu(V_a)$				±2,95	±3,18	±0,39

Слични услови владају и код осталих климатских елемената. Например, аномалије (§ 15) у расподели падавина настају у истом смислу истовремено на већем простору, као и код температуре или ваздушног притиска. Али је, код падавина, то правило знатно ограниченије по величини простора. Поред тога се, при упоређивању падавина у два разна места, не употребљују диференцаје, већ квоцијенти, пошто су падавине количински елеменат (§ 78).

Таблица 78. — Годишње висине падавина у Мостару и Сарајеву, њихова отступања од средње вредности и одговарајуће диференције (период 1901/10)

година (1)	Мостар (2)	Сарајево (3)	квоц. Мост.—Сар. (4)	девијације: Мостар (5)	девијације: Сарајево (6)	девијације: квоц. Мост.—Сар. (7)
1901	1476 мм	1064 мм	1,39	67	122	–0,11
1902	1809	1082	1,67	400	140	0,17
1903	1363	796	1,71	–46	–146	0,21
1904	1230	764	1,61	–179	–178	0,11
1905	1423	914	1,56	14	–28	0,06
1906	1387	1011	1,37	–22	69	–0,13
1907	1358	856	1,59	–51	–86	0,09
1908	1237	817	1,51	–172	–125	0,01
1909	1171	972	1,20	–238	30	–0,30
1910	1636	1146	1,43	227	204	–0,07
сред.	1409	942	1,50			
$\Sigma(+)$				708	565	0,65
$\Sigma(-)$				708	563	0,61
$\mu(V_a)$				±141,6	±112,8	±0,13

Те везе долазе најјасније до изражаја, ако се — рецимо — упореде узастопне годишње висине падавина у оближњим местима и са сличним положајем. Примера ради узети су Мостар (59 м) и Сарајево (637 м), на отстојању од 75 км, са годишњим падавинама у периоду 1901/10 (таблица 78).

По подацима у таблици 78 може се закључити да квоцијенти имају много мању променљивост од годишњих висина падавина. Тако је средња променљивост годишњих падавина у Мостару око ±142 мм, у Сарајеву ±113 мм, али је код квоцијената, стубац (7), тек ±0,13. Другим речима, средња релативна променљивост V_r (§ 27) годишњих висина падавина у Мостару и Сарајеву је 11,0%, а одговарајућих квоцијената 0,09%. Последња релативна променљивост је, по томе, 122 пута мања од прве. И то сведочи да се квоцијенти годишњих висина падавина могу сматрати као квази-константни према варијацијама годишњих падавина у Мостару и Сарајеву.

78. **Мерила о релативној хомогености низова посматрања.** — У почетку параграфа 76 било је наведено да су варијације неког климатског елемента хомогене, ако су произведене само временским или климатским утицајима. Али се из ранијих примера видело да тим утицајима не могу настајати систематске промене код диференција или квоцијената. Да би се могло одредити да ли су два низа посматрања хомогена мора се узети у помоћ статистичка математика.

Конрад се у једној расправи [165] бавио баш питањем о одређивању хомогености у метеоролошким посматрањима и наводи за то два мерила, критеријум Хелмерта и критеријум Абеа.

Хелмертов критеријум [166] почива на овоме: Ако два узастопна отступања неких елемената у одређеном низу имају исти знак (– – или + +), што се зове секвенција и означи са A, а друга отступања противни знак (– + или + –) што се зове промена и означи са B, тај критеријум је

$$A - B = 0\,, \tag{95}$$

са средњом грешком (§ 13) од $\pm\sqrt{n-1}$, где је n број елемената.

Ако елементи у овом низу не показују неки систематски утицај, него су обични бројеви случаја, тада је

$$-\sqrt{n-1} \leqq (A-B) \leqq +\sqrt{n-1}\,. \tag{96}$$

На примеру у таблици 77 је $n = 10$. Тога ради је $\sqrt{n-1} = 3$, а

$$-3 \leqq (A-B) \leqq +3\,.$$

Бројањем секвенција и промена у ступцу 7 добија се да је

$$A - B = 6 - 3 = 3\,.$$

Хелмертов критеријум показује на тај начин да код низова диференција у таблици 77 постоји систематски утицај, и да су фебруарске температуре Петроварадина и Бечеја у периоду 1926—1935 сразмерно хомогене.

Тај утицај би могао настати различитим рељефом земљишта између Петроварадина и Бечеја. Прва станица је у тврђави, на 52 м већој висини од друге, која се налази у долани Тисе.

Критеријум Ернста Абеа, постављен у другој половини прошлога века, оснива се на другом принципу [167]. Он се може најбоље применити, јер садржи у себи и промене знакова, као и величину појединих отступања.

Ако је низ девијација од аритметичке средине

$$d_1, d_2, d_3, \dots d_i, \dots d_{n-1}, d_n;$$

из њега се могу извести два друга низа

$$1)\quad A = d_1^2 + d_2^2 + d_3^2 + \dots + d_i^2 + \dots + d_n^2 = \sum_{i=1}^{i=n} (d_i)^2, \qquad (97)$$

$$2)\quad B = (d_1 - d_2)^2 + (d_2 - d_3)^2 + \dots + (d_i - d_{i+1})^2 + \dots + (d_{n-1} - d_n)^2 + (d_n - d_1)^2 = \sum_{i=1}^{i=n} (d_i - d_{i+1})^2. \qquad (98)$$

Низ посматрања сматра се као циклички, тако да се последњи члан у једначини (98) одреди диференцијом између последње и прве девијације.

Величина и знак отступања морају бити, при случајној временској расподели,

$$\frac{2A}{B} = 1 \pm \sqrt{\frac{1}{n}}, \qquad (99)$$

где је n равно броју посматрања, а $\sqrt{\frac{1}{n}}$ означава средњу грешку.

Критеријум Абеа се испуњава ако у низу нема систематског утицаја. Пример за примену тог критеријума изнесен је у таблици 79, по подацима таблице 77 стубац (7). Величине $\sqrt{1/n}$ за n од 1 до 1000 садржи Таблица II у Прилогу.

Таблица 79. — Критеријум Абеа примењен на низ фебруарских температура у Петроварадину и Бечеју

година	d_i	d_i^2	$(d_i - d_{i+1})$	$(d_i - d_{i+1})^2$
1926	−0,2	0,04	0,1	0,01
1927	−0,3	0,09	0,2	0,04
1928	−0,1	0,01	0,1	0,01
1929	−0,2	0,04	0,2	0,04
1930	−0,4	0,16	0,2	0,04
1931	−0,6	0,36	1,4	1,96
1932	0,8	0,64	1,2	1,44
1933	−0,4	0,16	0,6	0,36
1934	0,2	0,04	0,5	0,25
1935	0,7	0,49	0,9	0,81
		A = 2,03		B = 4,96

Пошто је у једначини (99) $n = 10$, $\sqrt{1/n} = 0{,}32$, крајње су границе $1 - 0{,}32$ и $1 + 0{,}32$, дакле 0,68 и 1,32. Из тога разлога, ако нема систематског утицаја, вреде следећи односи

$$0{,}68 \leqq \frac{2A}{B} \leqq 1{,}32\;;$$

подаци у таблици 79 показују да је

$$\frac{2A}{B} = \frac{2 \times 2{,}03}{4{,}96} = 0{,}81\,.$$

По томе се види да се вредност $2A : B$ стварно налази између крајњих граница, а то значи да су оба низа посматрања по свој прилици релативно хомогена.

Поменути методи за одређење хомогености ограничени су на прорачунавање диференција одн. квоцијената. Али се то може учинити и графичким путем, ако се у координатном систему унесе време на апсциси, просечне вредности неког елемента на ординати. Тада се уписивањем средњих температура, или којих других величина, некога месеца у узастопним годинама добијају криве за два или више места. Ако би постојала релативна хомогеност, криве би биле приближно паралелне; ако би, напротив, криве показивале изразиту конвергенцију или дивергенцију, низ посматрања је очигледно нехомоген.

Код нас је метеоролошка опсерваторија у Сарајеву трипут мењала своје место. Прво је била на висини од 537 м, од 1900 на висини од 559 м, а од августа 1902 на висини од 637 метара. Станица на Бјелашници се, међутим, стално налази на истом месту, на висини од 2067 м, и стално је био исти посматрач. Али се упоређивањем средњих температура у истом месецу узастопних година не може никако утврдити да нема хомогености, јер криве и после 1902 показују сличну паралелност, као и у ранијим годинама. Много је згодније и сигурније да се употребе диференције у температурама Сарајева и Бјелашнице; у томе случају се може, бар донекле, утврдити да у низу температура Сарајева постоји нехомогеност. Примера ради узет је јун од 1895 до 1910; температуре и одговарајуће диференције уписане су у таблици 80.

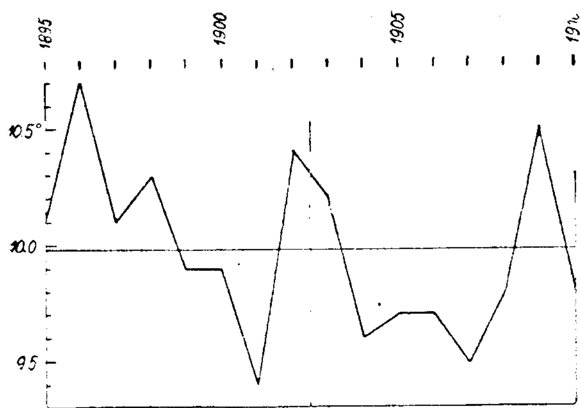
Таблица 80. — Средње температуре јуна у Сарајеву и на Бјелашници и диференције између њих у периоду 1895—1910

	1895	1896	1897	1898	1899	1900	1901	1902
Сарајево	17,5	17,2	16,4	18,4	15,2	17,4	16,0	15,8
Бјелашница	7,4	6,5	6,3	8,1	5,3	7,5	6,6	5,4
диференција	10,1	10,7	10,1	10,3	9,9	9,9	9,4	10,4

	1903	1904	1905	1906	1907	1908	1909	1910
Сарајево	15,2	17,1	16,5	15,5	17,3	18,5	16,3	16,6
Бјелашница	5,0	7,5	6,8	5,8	7,8	8,7	5,8	6,8
диференција	10,2	9,6	9,7	9,7	9,5	9,8	10,5	9,8

Из самих диференција се види да су до 1902 углавном веће, него у даљих осам година. Стварно је средња диференција у периоду 1895—1902 10,1°. а у периоду 1903—1910 мања, 9,8°. Та смањена дифе-

ренција одговара, приближно, и смањеној висини између Сарајева и Бјелашнице. Нехомогеност сарајевских података донекле се види на слици 37. У њој су приказане диференције јунских температура између Сарајева и Бјелашнице, али знатно увеличано. Хоризонталном правом означена је средња диференција температуре (9,98°), док управна права линија показује границу између раније и доцније висине Метеоролошке опсерваторије, односно прекид између ранијих и доцнијих података о температури. Цртеж непосредно показује да је у првих осам година пет од њих имало већу диференцију од просечне, док је у других осам година шест од њих имало мању диференцију од просечне, а то опет указује на промењене услове.



Слика 37. — Диференције јунске температуре између Сарајева и Бјелашнице у периоду 1895—1910

Али је потребно споменути да су статистичка мерила сигурнија од графичких приказивања, јер дају квантитативне вредности резултата. Тако је, према подацима у таблици 80, $n = 16$, $\sqrt{1/n}$ 0,25, $A = 2{,}10$, $B = 2{,}45$, па је по једначини (99)

$$0{,}75 \leqq \frac{2A}{B} \leqq 1{,}25\,,$$

док је

$$\frac{2A}{B} = \frac{2 \times 2{,}10}{2{,}45} = 1{,}71\,.$$

То сведочи да низови посматрања **нису** хомогени, јер је вредност $\frac{2A}{B}$ знатно већа од крајњих граница.

Тачна дефиниција о релативној хомогености низова посматрања могла се поставити тек пошто је утврђено да су диференције одн. квоцијенти неког елемента квази-константни, између два климатски слична и не сувише удаљена места. Дефиниција гласи овако: Низ посматрања је релативно хомоген, према истодобном низу неког другог места, ако диференције (или квоцијенти) средњих вредности хомологих раздобља претстављају низ случајних бројева, који одговара закону грешака.

79. **Свођење (редукција) низова посматрања на исти период.** — При климатској обради неког великог предела, у коме има више метеоролошких станица, морају се употребити подаци из свих ових места. Али је главни захтев у томе случају да се узме исти период посматрања, тј. исти низ година код свих места. Зашто се то мора учинити показује таблица 81, у којој су уписане средње месечне температуре за шест узастопних година у Љубљани и Загребу, али у разним периодима посматрања.

Таблица 81. — Средње температуре јануара, јуна и новембра у Љубљани и Загребу, у разним низовима година [81, 4а]

јануар					јун					новембар				
год.	темп.	год.	темп.	разл.	год.	темп.	год.	темп.	разл.	год.	темп.	год.	темп.	разл.
Љубљана														
1891	−8,0	1916	1,5	9,5	1880	16,6	1945	19,1	2,5	1874	−0,4	1926	9,8	10,2
1892	−2,9	1917	−0,8	2,1	1881	16,8	1946	19,0	2,2	1875	3,2	1927	5,1	1,9
1893	−8,0	1918	0,1	8,1	1882	16,1	1947	20,5	4,4	1876	0,9	1928	5,9	5,0
1894	−3,9	1919	3,1	7,0	1883	17,5	1948	17,0	−0,5	1877	4,9	1929	6,3	1,4
1895	−3,1	1920	2,8	5,9	1884	14,2	1949	16,7	2,5	1878	3,8	1930	7,8	4,0
1896	−3,6	1921	2,2	5,8	1885	18,0	1950	20,3	2,3	1879	0,0	1931	4,9	4,9
сред.	−4,9		1,5	6,4		16,5		18,8	2,3		2,1		6,6	4,5
Загреб														
1891	−6,5	1916	3,9	10,4	1880	18,4	1945	21,7	3,3	1874	1,3	1926	12,8	11,5
1892	0,1	1917	1,1	1,0	1881	18,8	1946	21,0	2,2	1875	5,1	1927	7,4	2,3
1893	−6,3	1918	3,1	9,4	1882	17,9	1947	21,2	3,3	1876	1,5	1928	8,6	7,1
1894	−2,0	1919	4,0	6,0	1883	19,3	1948	18,8	−0,5	1877	7,4	1929	8,2	0,8
1895	−0,3	1920	4,3	4,6	1884	16,0	1949	18,0	2,0	1878	7,2	1930	10,2	3,0
1896	−4,1	1921	5,2	9,3	1885	20,2	1950	22,4	2,2	1879	2,0	1931	6,1	4,1
сред.	−3,2		3,6	6,8		18,3		20,5	2,2		4,1		8,9	4,8
разлика Загреб—Љубљана														
	1,7		2,1			1,8		1,7			2,0		2,3	

По вредностима у овој таблици врло се јасно истиче да се низови разних периода, ма да са истим бројем узастопних година, не могу међусобно упоређивати. По горњим бројевима би изгледало као да су посматрања, у истом месецу, вршена у два различита места, од којих је једно на доста вишој ширини или на већој висини од другог, када се не би знало да су све то подаци истога места, Љубљане одн. Загреба. Услед толико великих разлика у средњим 6-огодишњим температурама ова два места, неопходно је да се за обраду климатских прилика неке земље употребе исти периоди посматрања или да се редукују на исти период, ако сва места немају посматрања из низа истих узастопних година.

Ово је тим лакше учинити, пошто је утврђено да се истоврсне варијације разних климатских елемената дешавају на великим пределима, као што се види из таблице 76. Карактеристично је да Загреб и Љубљана показују готово исте промене у истим наведеним годинама, ма да су на отстојању од 115 км. Чак су и разлике између средњих температура Загреба и Љубљане прилично постојане, 1,7° до 2,3°, јер потпуног подударања не може бити.

Као други пример могу послужити висине падавина, опет у разним временским периодима, у Љубљани и Загребу (таблица 82).

У Љубљани је била најкишовитија деценија 1931/40, најсувља 1941/50, док је у Загребу највише падавина настало у деценији 1871/80 (годишње 966 мм). Поред тога, сви месеци у Љубљани, са изузетком фебруара и јула, имали су доста више падавина у првој, него у другој деценији. Врло је значајно да је и Загреб имао исте такве промене, са изузетком фебруара и новембра, у којима је више падавина имала

деценија 1941/50. И промене у падавинама код ова два места, као и сразмере између два употребљена периода, сведоче такође о истоврсним варијацијама на доста великом пределу.

Таблица 82. — Средње годишње, јануарске, мајске и септембарске висине падавина у Љубљани и Загребу (мм) у два разна периода

место	период	година	јануар	мај	септембар
Љубљана	1931/40	1628	98	157	183
	1941/50	1174	79	100	99
	сразмера	139%	124%	157%	185%
Загреб	1931/40	912	54	98	73
	1941/50	783	50	70	52
	сразмера	116%	108%	140%	140%

Малман је указао на важност истовремених посматрања и на њихове примене код редукције и интерполисања у своме раду о распрострањењу топлоте на земљи [168], напомињући ово: „Тиме, што оближња места показују уопште једнака или бар слична отступања у средњим температурама појединих периода од стварне, стављени смо у стање да краће низове посматрања сводимо на дуже периоде, што је чешће учињено у таблицама (стр. 142).“ Ламонт је истодобно, и независно од Малмана, указао на исти метод редукције краћих периода на дуже 1839 године, али се о томе много јасније изражава у своме чланку од 1867 године [169]: „Ако упоредимо посматрања из два не сувише удаљена места биће разлика (или сразмера) тачно одређена физичким законима, дакле метеоролошка константа у строгом смислу речи, а случајна отступања су такве природе да исто тако лако и исто тако често падају на позитивну, као и на негативну страну. Тај начин, метод кореспондирајућих посматрања, најпогоднији је да се метеорологија може изобразити у математичку дисциплину.“ Другим речима, док је неки климатски елеменат веома колебљив у узастопним годинама истога месеца и у истом месту, дотле су диференције (или квоцијенти) истог елемента прилично константне у истом месецу узастопних година код два оближња места. По томе су климатске константе, уствари, диференције одн. квоцијенти, а не саме средње вредности.

Свођење низова посматрања на исти период оснива се, дакле, на квази-константности диференције или квоцијента, о чему су изнесени подробнији подаци у § 76, а у таблицама 77 и 78 за периоде од 10 година. За свођење увек служи нека нормална станица. Њен нормални период посматрања треба да је што дужи, како би обухватао све периоде посматрања у околним станицама, која су вршена у разним временима. Корисно је овде навести да је Елснер [170] изнео важна проматрања о утицају нехомогених низова посматрања при редукцији са краћег на дужи или на нормални период.

Да би се показао начин редукције података посматрања на исти период узеће се теориски пример. Нека нормална станица има низ посматрања од N година и нека је N-годишња средња вредност (било године или неког месеца) $m_0 N$. Одређена упоредна станица, међутим,

има n година посматрања, али тако да је $n < N$ и да је n унутар периода N, дакле да је овим обухваћен. Средња месечна или годишња вредност упоредне станице нека је $m_1(n)$. Али је, у истом n-годишњем низу, средња вредност нормалне станице $m_0(n)$. На тај начин је

$$m_1(n) - m_0(n) = d_1, \tag{100}$$

где d_1 означује диференцију. Ако је диференција стварно константна, морала би постојати једначина

$$m_1(N) = m_0(N) + d_1. \tag{101}$$

Ту се лева страна једначине, $m_1(N)$, зове редукована средња вредност упоредне станице на нормални период од N година.

Поступак је, по томе, овакав: Нормална станица (m_0) нека је Београд, у коме је $N = 28$ година (1891—1918), упоредна станица (m_1) нека је Осијек, у коме је $n = 20$ година (1891—1910). Обе су станице на отстојању од 163 км и имају висинску разлику од 36 м. Бројни подаци за четири месеца уписани су у таблици 83.

Таблица 83. — Средње температуре у периодима 1891—1910 и 1891—1918 за четири места на североистоку Југославије

период, место и висина		I	IV	VII	IX
период 1891—1910	Београд (132 м)	—1,3°	11,0°	21,9°	17,4°
	Осијек (96 м)	—1,6	11,2	22,1	16,9
	Бач. Паланка (83 м)	—1,3	11,6	22,2	17,2
	Бач. Виногради (100 м)[1]	—2,3	10,7	21,4	16,4
период 1891—1918	Београд	—1,0	11,1	21,6	17,1
	Осијек	—1,3	11,2	21,9	16,6
	Бач. Паланка	—0,8	11,6	22,1	17,0
	Бач. Виногради	—1,9	10,8	21,3	16,3

Пошто су средње температуре Београда

	I	IV	VII	IX
у периоду 1891—1910	−1,3°	11,0°	21,9°	17,4°
у периоду 1891—1918	−1,0	11,1	21,6	17,1 ,

постоји између другог и првог периода диференција од

0,3 0,1 −0,3 −0,3 .

Те диференције треба унети код периода Осијека за 1891—1910 годину, у коме су средње месечне температуре оволике

I	IV	VII	IX
−1,6	11,2	22,1	16,9 ,

по чему су редуковане вредности на период 1891—1918

−1,3 11,3 21,8 16,6 .

Тако је извршена редукција по подацима Београда. Али су стварне средње температуре Осијека у периоду 1891—1918

−1,3 11,2 21,9 16,6 ,

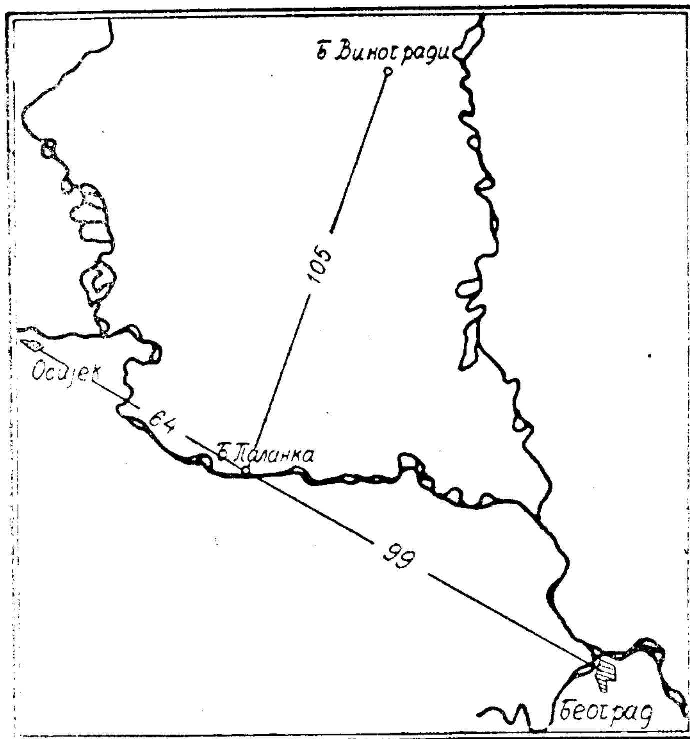
дакле готово исте као и помоћу редукције на нормални период.

[1] Посматрања су почета маја 1892. Зато су средње вредности за јануар и април прорачунате за 18 одн. 26 година, за јул и септембар за 19 одн. 27 година. То је узето у обзир приликом редукције података Бач. Паланке на нормални период.

Да би се добиле што сигурније сведене температуре неког места на нормални период, треба за тај поступак употребити два или три оближња места са нормалним периодом посматрања. Као пример ће се узети да је упоредна станица (m_1) Бач. Паланка, и да у њој има посматрања само у периоду 1891—1910. Као нормалне станице могу се узети Осијек (отстојање 64 км), Београд (99 км) и Бачки Виногради (105 км). Њихови положаји приказани су на слици 38. Према раније показаном поступку добијају се за Бач. Паланку оволике температуре, сведене на нормални период помоћу нормалних станица:

	I	IV	VII	IX
према Осијеку	−1,0°	11,6°	22,0°	16,9°
„ Београду	−1,0	11,7	21,9	16,9
„ Бач. Виноградима	−0,7	11,7	22,1	16,9
просечна температура	−0,9	11,7	22,0	16,9

Међутим је Бач. Паланка имала посматрања у свих 28 година, па су стварне температуре оволике: −0,8 11,6 22,1 17,0, дакле свега за десетину степена мање или веће од редукованих вредности.



Слика 38. — Положај нормалних станица према упоредној станици (Бач. Паланка)

Метод диференција за редукцију података посматрања на нормални период употребљује се код свих климатолошких елемената који се изражавају у средњим вредностима, као што су температура, ваздушни притисак, облачност, итд. Напротив се код оних елемената, који се изражавају у количинама, напр. падавине, трајање осунчавања, број кишних, олујних, мразних дана, итд., узима метод квоцијената приликом редукције на нормални период.

Да је последњи поступак, тј. метод квоцијената оправдан сведоче и подаци у таблици 82. Из ње ће се узети само вредности за месец мај и септембар. Ти месеци имају у два узастопна 10-огодишња периода оволике средње висине падавине, у милиметрима:

	мај			септембар		
	1931/40	1941/50	разлика	1931/40	1941/50	разлика
Љубљана	157	100		183	99	
Загреб	98	70		73	52	
диференција З-Љ	—59	—30	29	—110	—47	63
квоцијент З-Љ	62,4%	70,0%	7,6%	39,9%	52,5%	12,6%

Упоређење ових вредности показује да су разлике у диференцији Загреб—Љубљана у оба месеца знатно веће од разлика у квоцијентима. Ови су, уопште, много постојанији и зато су најпогоднији за редукцију на нормални период.

Навешће се један пример и за места са великом висинском разликом. То су Прилеп (661 м) и Крушево (1301 м), на отстојању од 25 км, у којима су узастопне годишње висине падавина:

	1932	1933		
Крушево	540	942 мм		
Прилеп	364	565		
дифер. П-К	—176	—377	разлика	201 мм
квоц. П-К	67,4%	60,0%		7,4%

И овде су квоцијенти много постојанији од диференција.

Оба ова примера показују да је поступак при редукцији падавина на нормални период исти као што је и при редукцији температура, са једином разликом што се изводе квоцијенти уместо диференција.

Али, потребно је нарочито истаћи да код редукције падавина на исти период, као и код осталих количинских елемената, отстојања између два места морају бити много мања, него код редукције температура, јер су падавине уопште кудикамо променљивије од температура.

80. **Утицај отстојања и висинске разлике између два места при редукцији на исти период.** — Напред је било помињано да се за редукцију узима нека оближња станица, или више њих. Израз „оближњи" је, међутим, потпуно неодређен, те се неминивно намеће питање до коликог отстојања сме бити нормална станица од упоредне, да би се добиле добре и сигурније вредности? Поред тога, за примену редукције на исти период није меродавна с а м о п о с т о ј а н о с т, већ и с р а з м е р а в е л и ч и н а̂ п р о с е ч н е п р о м е н љ и в о с т и д и ф е р е н ц и ј а с једне, и с р е д њ е т е м п е р а т у р е с друге стране. По томе се долази до закључка да свођење вреди само, ако је променљивост елемента (рецимо температуре или влажности) знатно већа код нормалне станице од променљивости његових диференција.

Х а н је, на темељу ове основне теореме [171], прорачунао варијације променљивости температурних диференција (v) према међусобном отстојању станица (D, у километрима) и према разлици у њиховој висини (ΔH, у хектометрима). Изведене једначине, које се често употребљују у научној литератури, сматра као основне за редукцију на исти период, а општи облик им је овај

$$v = a + bD + c\Delta H. \qquad (102)$$

Ту су a, b и c константе. Променљивост температурних диференција претстављена је овом формулом за област Аустријских Алпа:

$$v = 0{,}28 + 0{,}00131\,D + 0{,}0283\,\Delta H. \qquad (102a)$$

Хан је при својим испитивањима уједно утврдио да средња промењивост диференција има изразите годишње промене, што показује следећа таблица

D	ΔH	зима	пролеће	лето	јесен	година
160 км	1,5 хм	**0,67°**	0,42°	*0,38°*	0,45°	0,24°
50	17	**1,56**	0,51	*0,42*	0,71	0,32

Средња промењивост диференција код ова два прилично екстремна случаја показује зими највећу, лети најмању вредност. Код великих разлика у висини, а малих разлика у отстојању (други ред), промењивост диференција је зими готово четири пута већа, него лети, док код великог отстојања, а мале висинске разлике (први ред) зимска промењивост диференција није ни двапут већа од летње. Тога ради се, при редукцији на исти период, мора добро пазити и на годишње промене код средње промењивости диференција.

Ради решења питања о потребном отстојању станица за добијање добрих резултата узеће се, као пример, да температуру Ужица треба редуковати помоћу низова посматрања у Београду. У томе случају је $D = 117$ км, $\Delta H = 2{,}86$ хм, те је, по Хановој формули,

$$v = 0{,}28 + 0{,}00131 \times 117 + 0{,}0283 \times 2{,}86 = 0{,}514 .$$

Даље се, помоћу Фехнерове формуле, која је само апроксимација једначине (9) у § 14 о вероватној грешци, може одредити колики би број година посматрања (n) био потребан да се вероватна грешка (r) средње промењивости диференција (v) смањи на 0,1°. Фехнерова формула гласи (§ 18):

$$r = \frac{1{,}1955}{\sqrt{2n - 1}}\, v . \tag{103}$$

Прорачунавање величине r много је олакшано употребом таблице 84, у којој се налазе готове вредности члана $1{,}1955 : \sqrt{2n - 1}$ за низ посматрања од 20 до 100 година.

Таблица 84. — Бројне вредности члана $1{,}1955 : \sqrt{2n - 1}$

$n =$	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
20	0,191	0,187	0,182	0,178	0,174	0,171	0,167	0,164	0,161	0,158
30	,156	,153	,151	,148	,146	,144	,142	,140	,138	,136
40	,134	,133	,131	,130	,128	,127	,125	,124	,123	,121
50	,120	,119	,118	,117	,116	,114	,113	,112	,111	,110

60 0,110 70 0,102 80 0,095 90 0,089 100 0,085

Ако се узме да је $r = 0{,}1^{\circ}$, може се једначина (103) изразити другачије

$$2n = \left(\frac{1{,}1955}{0{,}1}\right)^2 v^2 + 1 = 143{,}9\, v^2, \tag{104}$$

по чему је

$$n \approx 72\, v^2 . \tag{104a}$$

Пошто је за пар станица Београд—Ужице $\nu = 0{,}514$, биће $\nu^2 = 0{,}264$, а $n = 19{,}0$ година. Ако Београд не би имао дужи низ посматрања од 10 година, тај период би био незгодан за редукцију, јер је потребан око двапут дужи низ година да се вероватна грешка смањи на 0,1°. Међутим, ако би Пожега имала бар 10 година узастопних посматрања, та станица би била много повољнија за редукцију. Јер, у томе случају је код станица Пожега—Ужице $D = 16$ км, $\Delta H = 1{,}04$ хм; по томе је $\nu = 0{,}33$, $n = 8$ година.

Велики значај висинске разлике видеће се, ако се температуре Краљева треба да редукују помоћу београдских посматрања. Отстојање између ова два места нешто је веће од отстојања Београд—Ужице, наиме $D = 123$ км, али је висинска разлика знатно мања, $\Delta H = 0{,}7$ хм. У овом случају је $\nu = 0{,}46$, а $n = 15$. Дакле, при готово истом отстојању, али са смањеном висинском разликом за 216 м, вредност n скраћена је за 4 године.

Фехнерова формула може се употребити за поменута приближна одређења, јер је Конрад утврдио [18, стр. 96] да је у њој величина ν само квази-константна, ако се узму у обзир различити периоди посматрања у истом месту, тј. Бечу.

Уопште се може рећи да упоредна станица не треба да је удаљенија од нормалне станице више од 100 км, ни да је висинска разлика већа од 200 метара. То је разлог, што треба увек тражити ближе станице, и са мањом висинском разликом, ради свођења температуре или неког другог елемента на исти период.

Резултати се могу још побољшати, ако се одели зима од лета. По Хану се, за ова два годишња доба, добију другачије формуле за средњу променљивост диференција од једначине (102а), наиме

$$\text{зима} \quad \nu = 0{,}32 + 0{,}0018\,D + 0.0617\,\Delta H\,, \qquad (102\text{b})$$

$$\text{лето} \quad \nu = 0{,}25 + 0.00086\,D + 0{,}0138\,\Delta H\,. \qquad (102\text{c})$$

Ако су упоредне станице на отстојању 100 одн. 200 км од нормалне станице, и ако се вероватна грешка смањи на 0,1°, потребан је зими период посматрања од 18 одн. 33 године, лети од 8 одн. 13 година; овај је за 2 до 2,5 пута краћи од зимског потребног периода посматрања.

81. **Дужина нормалног периода посматрања.** — Наведено је у § 26 да се средња вредност бар од 25 година узастопних посматрања може означити као нормална. Али стварни одговор на ово питање зависи од неколико разних околности. Најглавније од њих су ове:

1) колико дугачак мора бити укупни период посматрања да би обухватио све периоде разних низова посматрања, који треба да се редуцирају;

2) колико велика је променљивост климатолошког елемента који се проучава;

3) са колико година беспрекорних посматрања располаже нормална станица или неколико других важнијих станица.

Све су то толико важни разлози да је немогуће рећи унапред колико година посматрања мора имати нормални период.

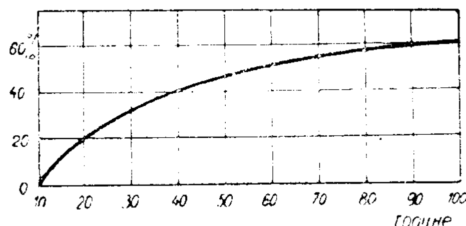
Тако је, например, на територији Војводине било 30 метеоролошких станица, у којима су вршена посматрања од 1875 до 1918 го-

дине. Али ниједна од њих нема непрекидни низ посматрања у целом периоду од 44 године. Нека места имају 2 до 8 узастопних година посматрања, али у разним периодима, док су у другима посматрања вршена са великим прекидима. Например, Кикинда има посматрања од 1875/76 и од 1913/15 године, а Вршац у периодима 1879/82, 1890/91, 1901/10 са местимичним прекидима, нарочито 1907 године.

С друге стране постоји код разних места врло велика разлика у променљивости истог климатолошког елемента. Тако је у Љубљани, на основу 100-годишњих посматрања [81], променљивост годишњих падавина ± 292,4 мм, док је у Адену, по подацима у таблици 16 [25], променљивост код годишњих падавина ± 40,8 мм, тј. седам пута мања. Али су стварне разлике у падавинама код ова два места сасвим другачије. Наиме, средња годишња висина падавина у Љубљани је 1414,5 мм, у Адену тек 45,6 мм. Ако се, дакле, променљивост годишњих падавина изрази у процентима средње годишње висине, добиће се за Љубљану 20,7 %, за Аден 89,5 %. Овде је, по томе, средња променљивост готово иста средњој годишњој висини кише, а у Љубљани је за пет пута мања од просечне годишње висине падавина.

Сасвим другачији су услови код годишњих температура. Њихова променљивост у Љубљани је $v = \pm 0{,}7^0$, несразмерно мања од годишње променљивости падавина. По томе је вероватна грешка аритметичке средине $r = 0{,}085 \times 0{,}7 = 0{,}6$; да би се вероватна грешка смањила до $0{,}1^0$ потребна су посматрања од 35 година. Али је у јулу средња променљивост температуре у Љубљани $\pm 1{,}2^0$, у децембру $\pm 3{,}3^0$. Да би се вероватна грешка аритметичке средине смањила до $0{,}1^0$ у ова два месеца, требало би у јулу 104, у децембру 784 година непрекидних посматрања.

Биркеланд и Фрогнер су теориски показали [172] како се колебања екстремних температура и падавина повећавају са све дужим низом посматрања. Као јединица колебања узет је период од 10 година. Помоћу тих јединица конструисана је крива колебања екстремних температура, коју показује слика 39. На ординати су означена повећања колебања у процентима, а на апсциси су унесене дужине периода у годинама.



Слика 39. — Повећање колебања екстремних температура са дужином периода посматрања (по Биркеланду и Фрогнеру)

Из слике се види да се колебање повећало за 20 % у даљем периоду од 10 година. Од другог до четвртог 10-огодишњег периода, тј. код периода од 40 година, колебање се опет повећало за 20 %, у целини за 40 %, а од периода од 40 до периода од 90 година такође за 20 %, укупно за 60 %, услед асимптотичког правца криве. Та теориска проматрања, дакле, дају корисна упуства како да се учини погодан избор дужине нормалног периода, уколико стоји на расположењу дуги низ беспрекорних посматрања.

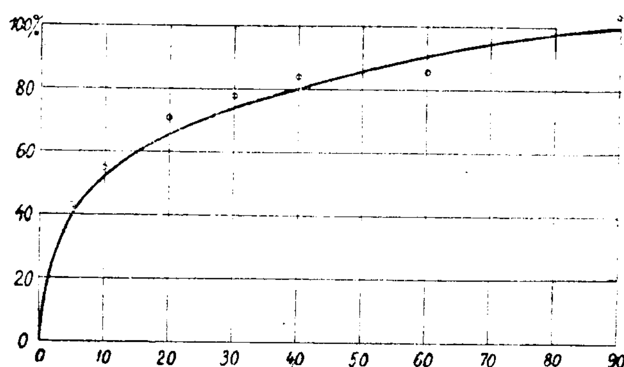
Слични су услови и код падавина, само је одређивање екстрема другачије. Ако се за цео низ посматрања, рецимо 90 година, колики је у Загребу, изведе за све периоде од по 5 година највећа и најмања годишња висина падавина, те вредности се саберу и поделе са укупним

бројем периода, па се затим изразе у процентима нормалне висине падавина у 90-огодишњем периоду. Исто се то учини и за узастопне периоде од 10, 20, 30, итд. година. Да би се добио што правилнији облик криве, треба узети просечне вредности из већег броја места. Код нас, међутим, непрекидна посматрања у истом периоду од 90 година имају само Загреб и Љубљана. По подацима првог места добијене су вредности у таблици 85.

Таблица 85. — Промене средњих највећих и најмањих годишњих падавина у Загребу и повећање средњих колебања са дужном периода посматрања, у % нормалне годишње вредности

дужина периода	5	10	20	30	40	60	90 год.
највећа годишња висина у %	121,6	127,2	138,1	142,0	147,6	149,2	162,0
најмања „ „	78,6	72,4	67,6	64,5	63,9	63,9	58,5
колебање	43,0	54,8	70,5	77,5	83,7	85,3	103,5

Тако је, дакле, средњи максимум годишње висине падавина код 5-огодишњег периода 121,6% од 90-огодишње нормалне висине (1861—1950), а средњи минимум висине 78,6%. Знатно је већа разлика у целом периоду од 90 година, код средњег максимума 162,0%, код средњег минимума 58,5%. Крива је код колебања средњих екстремних падавина много изразитија, него код температурне криве, као што излази из слике 40, јер се до периода од 5 година приближно повећа за 40%, до периода од 15 година за 20% (укупно за 60%), до периода од 40 година за даљих 20% (укупно за 80%), а до периода од 90 година опет за 20%, укупно за 100%. Оба дијаграма, слика 39 и 40, показују како се највеће промене дешавају у периоду до 40 година, а у дужим периодима све слабије. Нормални период, из тога разлога, не сме бити сувише кратак. Најкраћи период који би се могао употребити за поуздане нормалне вредности зависи, као што се раније видело, од вероватне грешке. Тако се, например, у највећем делу тропског појаса задовољавајуће нормалне месечне вредности могу добити већ из 10-огодишњих посматрања, са изузетком падавина, за које је потребан дужи низ година. На умереним ширинама, са промењивијим временским условима, потребно је имати узастопна посматрања бар у току од 35 година, која одговарају т зв. Брикнеровом периоду [173] (в. § 95, при крају). Неки су научењаци, тога ради, сматрали да би се тај број година могао узети за нормални период. Наравно, не сме се мислити да ће неки климатолошки елеменат, у сваких 35 година, имати исту средњу вредност у истом месецу, годишњем добу или години. Увек се јављају мање или веће разлике, али у уским границама. Оне су тим мање, што је дуже раздобље. То



Слика 40. — Повећање колебања средњих екстремних годишњих падавина са дужином периода посматрања

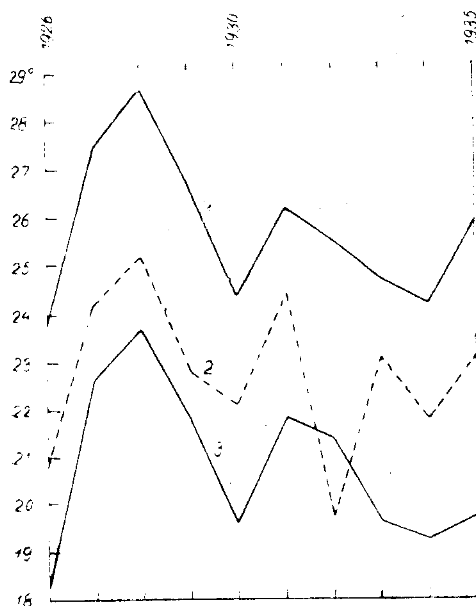
ће се показати на подацима температуре и падавина у Загребу у два екстремна месеца (периоди од 35 година):

период	температура	I	VII	падавине	I	VII	
1866—1900		—0,6°	21,7°		47	82	мм
1901—1935		0,5	21,6		46	81	
1881—1915		—0,7	21,3		47	84	
1916—1950		0,7	22,0		49	73	

Велика Британија је узела такође 35-огодишњи период, 1881—1915, за одређење нормалне вредности разних метеоролошких елемената, и од 1919 штампано је више таквих књига са подацима од приближно 580 станица. С друге стране је Конференција директора Међународне метеоролошке организације у Варшави 1935 донела ову резолуцију [59, стр. 172]: „Пошто је период од 1901 до 1930 изабран као нормални период, комисија сматра да се климатолошке карте што већег броја станичних мрежа штампају, узимајући као основу овај период...“.

Сва наведена гледишта доводе до закључка да дужина нормалног периода треба да буде отприлике 25 до 40 година. Али, у сваком раду треба навести колики је број година узастопних посматрања узет као нормални период, да би се по потреби добијене вредности могле редуковати на неки други период.

89. **Интерполација неизвршених посматрања.** — Под интерполацијом се подразумева уметање вредности, којих нема у неком периоду посматрања; например, у неком месту нису вршена посматрања у јулу 1950. Овај начин је, по томе, потребан и код најбољих станичних мрежа, ако нека станица у одређеном времену нема података из нарочитих разлога, квара неког инструмента, болести посматрача, итд. Квазипостојаност диференција или квоцијената даје могућност да се непостојеће, а и п о г р е ш н е вредности могу интерполисати. Често се могу користити криве, које показују узастопне промене истог климатолошког елемента код две или више станица, а имају готово паралелне токове, ако су подаци посматрања тачни. Тај метод је веома згодан из разлога, што се може одмах утврдити да ли неко место има погрешне вредности; то се јасно види из слике 41. Ту су уцртане промене у средњим температурама месеца августа од 1926 до 1935 године у Мостару (59 м), Требињу (273 м) и на Цетињу (672 м). Испрекидане криве су прилично паралелне, што указује на доста сигурне вредности, али код Требиња постоји знатна несразмера према Мостару и Цетињу



Слика 41. — Промене ваздушне температуре у августу од 1926/35 у Мостару (1), Требињу (2) и Цетињу (3)

августа 1932. На први поглед се види да је та средња температура погрешна. Ако би се код криве Требиња повукла права линија од 1931 до 1933, Требиње би у августу 1932 требало да има средњу температуру од 23,7°, која је за 4° виша од прорачунате по подацима посматрања.

За интерполацију су, међутим, много погодније и сигурније диференције, а нарочито квоцијенти, него графички прикази. Код овог метода је потребно да је упоредна станица на сразмерно малом отстојању од нормалне, а ни висинска разлика не сме бити велика, особито у зимским месецима, услед чешћих инверзија температуре. За интерполацију се могу навести два сасвим једноставна метода, а на примерима ће се показати њихова примена. За пример су узете средње температуре новембра у Бавaништу (82 м), као упоредној станици, и Београду (132 м), као нормалној станици. Између та два места је $D = 32$ км, $\Delta H = 0,5$ хм.

По првом методу се употребе узастопне средње температуре новембра, рецимо у периоду 1902—1911, под претпоставком да Бавaниште нема посматрања у новембру 1905. Потребни подаци налазе се у таблици 86. Ради интерполације се изведу диференције у темпера-

Таблица 86. — Пример интерполације новембарске температуре 1905 у Бавaништу према подацима Београда

година	1902	1903	1904	1905	1906	1907	1908	1909	1910	1911	ср. вр.
Београд	3,0°	7,3°	3,6°	9,6°	8,6°	5,4°	1,4°	4,8°	6,2°	9,7°	
Бавaниште	3,0	6.6	3,0		7,9	5,2	0,6	4,9	5,6	8,9	
диф. Бав.—Беог.	0,0	−0,7	−0,6		−0,7	−0,2	−0,8	0,1	−0,6	−0,8	−0,5°

турама између упоредне и нормалне станице, а по њима се одреди средња вредност. Пошто је она −0,5° (= −4,3 : 9), треба толико одузети од средње температуре Београда у 1905 години, па би у Бавaништу требала да је 9,1°. Међутим је стварна температура новембра 1905 у Бавaништу 9,0°, дакле тек за 0,1° нижа од интерполисане. Ако би та разлика била већа, могу се — сигурности ради — узети још једна или две оближње станице, па се помоћу свих њихових средњих вредности изведе интерполација.

Требиње би, по овом методу, имало у августу 1932 средњу температуру од 23,3°, према диференцајама са Мостаром и Цетињем. Та вредност је још мања од одређене дијаграмом у почетку овог параграфа.

Други метод, веома згодан за рачунање, може се применити само код станица са истоветним климатским приликама. Овде се поступа другачије, него код првог метода. Ако се опет претпостави да Бавaниште нема посматрања у новембру 1905, узме се у рачун непосредно ранији и доцнији месец, наиме октобар и децембар, а с друге стране прошла и идућа година, дакле 1904 и 1906, као што је приказано у таблици 87. Сада се изводе диференције од новембра 1905 код нормалне станице (Београд), почињући од октобра 1904 и даље правцем

Таблица 87. — Други пример интерполације новембарске температуре 1905 у Баваништу према подацима Београда

	Београд X	XI	XII	Баваниште X	XI	XII
1904	12,5°	3,6°	2,4°	12,6°	3,0°	1,7°
1905	7,6	9,6	2,4	7,7		2,0
1906	11,5	8,6	0,2	11,4	7,9	0,0

сказаљке, дакле на овај начин: 9,6 – 12,5 = – 2,9; 9,6 – 3,6 = 6,0 итд. По томе су вредности за интерполацију код Баваништа

– 2,9°; 6,0°; 7,2°; 7,2°; 9,4°; 1,0°; – 1,9°; 2,0°.

Свака од ових величина се, на одговарајућим местима, додаје вредностима упоредне станице (Баваниште) овако: – 2,9 + 12,6 = 9,7; 6,0 + 3,0 = 9,0 итд. Тако су за интерполацију добијене ове величине

9,7°; 9,0°; 8,9°; 9,2°; 9,4°; 8,9°; 9,5°; 9,7°.

Када се све ове величине саберу (74,3) и поделе са 8 добије се вредност 9,3°. То је температура Баваништа у новембру 1905, интерполисана по подацима Београда. И та се вредност прилично подудара са стварном температуром Баваништа од 9,0°.

По овом методу се може извршити и интерполација падавина, али помоћу квоцијената. За пример ће се опет узети Баваниште и Београд у истом времену као у таблици 87 (таблица 88).

Таблица 88. — Пример интерполације новембарске висине падавина 1905 у Баваништу према подацима Београда

	Београд X	XI	XII	Баваниште X	XI	XII
1904	75	23	53 мм	84	30	56 мм
1905	204	48	5	156		10
1906	10	46	79	13	73	74

Поступак при прорачунавању квоцијената је исти као и при извођењу диференција, дакле се рачуна овако: 48 : 75 = 0,64; 48 : 23 = 2,09; итд. По томе су потребни квоцијенти ради интерполације:

0,64; 2,09; 0,91; 9,60; 0,61; 1,04; 4,80; 0,24.

После се, множењем ових квоцијената са висином падавина у одговарајућем месецу и години Баваништа, одређују вредности за интерполацију: 0,64 × 84 = 53,8; 2,09 × 30 = 62,7; итд. Добијени бројеви за интерполацију падавина у Баваништу новембра 1905 су по томе оволики:

53,8; 62,7; 51,0; 96,0; 45,1; 75,9; 62,4; 37,4.

На тај је начин прорачунато да је у новембру 1905 висина кише у Баваништу 60,5 мм (484,3 : 8), док је по мерењима 61 мм, дакле готово иста.

Интерполација појединих вредности је, стварно, увек самовољна, са изузетком оних крајева у којима су климатска колебања јако ублажена. Такви услови владају у полутарском појасу за температуре, а за кише у појасевима пасатских ветрова, где су барометарске депресије ретке. Хајдке је дао читав низ правила [174] за интерполацију у оним крајевима, који се одликују изразитијим колебањима поднебља. Потребни подаци о интерполацији падавина налазе се у раду Р. Хортена [174а]. Он наводи следеће методе: Fournie, Angot, Fournie-Horton, Angot-Horton, Angot-Leach.

Потпуно тачна интерполација је потребна само у неким случајевима. Тада се употребљују доста сложене једначине, као што су Њутнова или Беселова формула интерполације. Баур је дао о њима доста исцрпне податке [175, стр. 35—38].

Интерполације се врше само у случајевима, ако у некој станици са 10—20 година посматрања нема података за четири или пет месеца. Ако у томе низу година нису вршена посматрања једну годину или дуже, мора се увек спровести редукција на исти период.

II. ПРОНАЛАЖЕЊЕ ПЕРИОДИЧНОСТИ И КОРЕЛАЦИЈА

83. **Опште напомене.** — Познато је да већи број метеоролошких елемената има периодска колебања у зависности од земљине ротације и револуције. То је доста подробно изнесено у §§ 34—38, где је расправљано питање о хармоничкој анализи. Атмосферске појаве и њихови временски токови су у многим другим случајевима веома сложене природе. Код њих, заиста, није сигурно да ли се мање-више правилне промене дешавају периодски, и која би дужина периода најбоље одговарала стварности.

Ако се хоће да одреди веза између два низа бројева, може се употребити графички и рачунски метод, од којих се обично претпоставља први, јер је лакши. Низови бројева се првим методом приказују кривима, и ове се упоређују према њиховом облику, тј. према величини подударања.

Графичка приказивања су згодна ради добијања општијег прегледа, али не могу јасније показати могуће законитости, а још мање би их могла доказати и бројно. Нарочито се не може ослонити на графичке приказе, ако би требало да се упореде међусобне везе између веома променљивих непериодских елемената са несумњиво периодским појавама, као што су — например — месечеве мене или сунчеве пеге. Графички приказ има, поред тога, још и ту незгоду, што је немогуће да се степен сличности између две криве одреди сасвим тачно. Све поменуте неповољности код графичког приказа отклањају се рачунским методом.

Ради утврђивања да ли у неком дужем низу посматрања постоје периодска колебања, често се непериодски удео елиминише уравнавањем, било у графичком приказу, од ока, или рачунски, помоћу узастопних сума са тежином (§ 33, метод 2). Шмит је показао како се ово рачунање олакшавава [38]. Али се последњи начин мора при-

менити веома пажљиво, јер се — незгодним уравнавањем — вероватне дужине периода могу негде претерано истаћи, другде знатно ублажити.

Једноставан рачунски поступак за разликовање случајности од законитости неких појава јесте метод корелације, који је довољан и погодан за многе метеоролошке и климатолошке сврхе. Тај метод служи нарочито за то да се испита колика је повезаност између токова неких климатских елемената, рецимо ваздушног притиска и падавина, у разним временима или у разним местима.

При математичком испитивању, помоћу правила вероватноће, да ли у неком низу посматрања постоји периодичност, мора се одустати од сваког уравнавања. Наиме, да би се код неких атмосферских појава, са веома сложеним временским током, могла пронаћи периодичност, треба — пре свега — добити квантитативни суд о томе да ли вреди и даље испитивати наслућену или случајно нађену периодичност на основу одређених података посматрања, или се у томе случају дешавала једино случајност. Такав математички критеријум даје периодограм од Шустера.

84. **Испитивање скривених периодичности.** — Геофизичке и климатолошке појаве често имају ритмичне варијације. Клементс [176] наводи да се систематско понављање или повраћање различитих фаза с позитивним и негативним отступањима означује у општој научној употреби као циклус. Овај није у нарочитом односу са одређеним раздобљем, ма да је то често одлика астрономских циклуса. Независно од обичних циклуса (дан; лунарни месец: сидерични, синодички, итд; година), један од најпознатијих је циклус сунчевих пега, са средњим раздобљем од $11^1/_2$ година, и колебањем од 10 до 13 година. Најважнији од климатских циклуса су циклуси температуре, ваздушног притиска и падавина.

Али су мале периодске варијације често скривене неправилним колебањима и зато их је тешко пронаћи. Испитивање је знатно упрошћено, ако је познато трајање дотичног периода, што је редак случај.

Код хармоничке анализе временских функција поставља се често питање да ли су добијене синусоиде, при растављању у чланове, физички стварни периоди или нису. Хармоничка анализа се често изводи са јединим циљем да би се откриле скривене периодичности. Треба споменути да овај метод није погодан, јер су споредне осцилације потпуно сразмерне дужини целог периода $\varkappa$, дакле $\varkappa/2$, $\varkappa/3$, $\varkappa/4$, $\varkappa/6, \ldots$ Поступак којим се одређују и невезани периоди за одређено основно раздобље, и који омогућава расуђивање о постојању или непостојању неког стварног периода, јесте анализа периодограма. При томе се, пре свега, изабере огледни период p и број (n) еквидистантних вредности посматрања $x_1, x_2, \ldots x_n$ распореди се у n/p редова.

Цело ово питање је опширно приказано у главама XII, XIII и XIV великог дела „Методи у климатологији" од В. Конрада и Л. В. Полака [1b, стр. 354—438], а овде ће се изнети само укратко.

Артур Шустер је, у својим знаменитим радовима [177], увео у испитивање скривених периодичности научну тачност уз примену теорије вероватноће. Шустер полази од правилâ вероватноће, којима

се сазнаје да сваки, случајем добијен низ бројева, например извучени бројеви код лутрије, показује периодичност најразличитије дужине. То правило је потпуно јасно, ако низови колебају између одређених граница. Рецимо, имамо три коцке, чије стране су означене са 1 до 6 тачака. Збир тачака, при сваком бацању коцке, вреди као елеменат низа бројева. Овај колеба у границама од 3($= 3 \times 1$) до 18 ($= 3 \times 6$). Ако се забележе све цифре, рецимо од 33 бацања коцки, тим бројевима треба дати одређен значај: Они значе за 33 узастопне године, например, годишњи ток појављених тропских циклона или годишњу честину невремена итд. Под претпоставком да тај низ од 33 случајем добијена броја треба довести у везу са $11^1/_2$ годишњим циклусом сунчевих пега (заокружено 11 година), он мора да се одговарајући групише: Испише се један ред са вредностима од броја 1 до 11, испод њега други ред са вредностима од броја 12 до 22, а испод овог, вредности од броја 23 до 33. Даље се образују збирови ($1 + 12 + 23$), ($2 + 13 + 24$), ($3 + 14 + 25$) и даље све до бројева ($11 + 22 + 33$). У примеру са 33 случајем добијена броја увек по три сачињавају један елеменат код низа збирова. Сасвим изузетан случај би био да су свих 11 бројева у низу збирова потпуно једнаки. Ако то није случај, настаће између највеће и најмање вредности одређена разлика, која — узета к а о п о л о в и н а — означује т. зв. амплитуду, или тачније „амплитуду случаја". Што више имамо низова (елемената), тим мања је просечна амплитуда.

Ако се успе да се најчешћа амплитуда прорачуна по теорији вероватноће, добија се мерило о томе да ли су бројеви случајно распоређени или постоји оправданост да се претпостави неки узрок, који изазива периодичност и који, по томе, утиче на величину бројева у њиховој расподели. Што је већа, и невероватнија, нађена амплитуда, мерена по амплитуди случаја, тим је вероватнији закључак о постојању стварног периода.

Цео ток Шустеровог мишљења о одређивању скривених периодичности изложили су К о н р а д [178] и Ф р а н ц Б а у р [175, стр. 58—64] у својим радовима јасније и много сажетије.

Код испитивања периода се одређен низ бројева подвргне хармоничкој анализи и прорачуна се први члан Фуријеових редова (§ 36). Чиста периодска функција се врати на своју почетну вредност по истеку целе дужине периода $\varkappa = 2\pi/T$, где је T одређено раздобље.

Важно је да се добије јаснији појам о јединици мерила амплитуде. Например: Калдера (Чиле) има просечно 5 кишних дана годишње, а Љубљана 151 таквих дана. На тај би начин амплитуда од 3 дана износила за Калдеру 60%, за Љубљану тек 2% од одговарајуће просечне годишње вредности. По томе се види да се амплитуда рачуна у јединицама средње вредности, дакле као р е л а т и в н а а м п л и т у д а (§ 38), која се означује са ρ.

85. **Критеријуми Шустера и појам експектанце.**

а) П р в и к р и т е р и ј у м. Ако у подацима посматрања нема периодских састојака, него само N потпуно независних, али еквидистантно расподељених вредности, као што је рецимо код случајних грешака

(§ 13), може се прорачунати средња амплитуда случаја $r(p)$, коју је Шустер назвао **експектанца**. Смисао експектанце, одн. математичког очекивања, сличан је појму аритметичке средине у Гаусовом закону о расподели грешака (§ 13, једначине 4 и 4а). Експектанца ε изражена је једначином

$$\varepsilon = \sigma \sqrt{\frac{\pi}{N}}, \tag{105}$$

у којој је σ расподела растурања посматрања (§ 13, једначина 5), одн. средња грешка. По једначини (105) излази да је експектанца зависна од средње грешке и од броја посматрања. Али се, уместо средње грешке, може употребити и средња девијација μ (§ 15), којом се лакше врши прорачунавање. Пошто се средња грешка може изразити једначином (14) $\sigma = \mu\sqrt{\pi : 2}$, експектанца ће добити нов облик

$$\varepsilon_1 = \frac{\sqrt{\mu\pi}}{2N}. \tag{106}$$

Вероватноћа (P) да је релативна амплитуда (ρ) већа од експектанце (ε) одговара вредности од

$$P = 0{,}4559 : e^{-\frac{\pi}{4}}, \tag{107}$$

док је вероватноћа да је амплитуда случаја већа од $\varkappa$-струке вредности експектанце дата изразом

$$P(\varkappa) = e^{-\frac{\pi}{4}\varkappa^2}. \tag{108}$$

Следећа таблица даје вероватноћу $P(\varkappa)$ за различите вредности од $\varkappa$:

$\varkappa$	$P(\varkappa)$	$\varkappa$	$P(\varkappa)$	$\varkappa$	$P(\varkappa)$	$\varkappa$	$P(\varkappa)$
0,1	0,9922	1,0	0,4459	2,5	0,00738	4,0	$3{,}39\times10^{-6}$
0,2	,9691	1,5	,1708	3,0	,00085	4,5	$1{,}24\times10^{-7}$
0,5	,8217	2,0	,0432	3,5	$6{,}63\times10^{-5}$	5,0	$2{,}97\times10^{-9}$

Највероватније је, према горњим бројевима, да је амплитуда случаја већа од разломка експектанце. Амплитуде случаја, које су веће од ε или су равне мултиплуму од ε, изгледаће увек највероватније. Например, ако се изведу 100 низова игре са коцкама, амплитуда случаја ће премашити двоструку вредност експектанце само код 4 низа. Што је, дакле, прорачуната амплитуда по експектанци **невероватнија**, тим се може са више права претпоставити узроком произведен период, а дејство случаја се може искључити.

б) **Други критеријум.** Средња амплитуда случаја, $r(p)$, посматра се као функција раздобља код низа посматрања N. Ако нема стварног периода у близини огледног периода p, тада се $r(p)$ смањује у односу $1/\sqrt{N}$ са повећавањем броја посматрања N. Ако је, напротив, p стварни период, остаје $r(p)$ константно са повећавањем вредности N.

Ако p није тачна дужина стварног периода, него се налази само у његовој близини, и тада се $r(p)$ смањује са повећавањем N, али спорије од $1\sqrt{N}$.

Експектанца се практично, и у првој приближности, прорачунава као средња ордината криве периодограма, дакле једначином

$$\varepsilon = \frac{P}{p_x - p_n}, \tag{109}$$

у којој је P површина периодограма (§ 86), p_x највећи, p_n најмањи огледни период.

86. **Периодограм.** — Ради прорачунавања периодограма, цео низ посматрања N разложи се у поједине низове од p чланова, образују се низови збирова, а после рачунања буду претстављени Фуријеовим редовима, који су прекинути код првог члана. Коефицијенти првог члана, сведени на исту средњу вредност, означују амплитуде изабраних дужина периода, тј. половину диференције између највећих и најмањих вредности код низова. Честина разних величина амплитуде упореди се са прорачунатом амплитудом случаја, дакле експектанцом, према правилима науке о вероватноћи. Што више преовлађује одређена амплитуда из података посматрања према прорачунатој амплитуди случаја, тим је вероватнији закључак о стварном периоду.

Поступак, којим се добијају и невезани периоди за одређење основних интервала, а којим је омогућено и расуђивање о вероватноћи постојања или непостојања неког стварног периода, зове се анализа периодограма. Али се тај поступак може применити само код довољно дугачког и хомогеног периода посматрања. Пре свега се изабере огледни период p, а N еквидистантних података посматрања $y_1, y_2, y_3, \ldots y_N$ распореде се у N/p редова од по p вредности. Ако се интервал посматрања узме као јединица времена, и ако је $mp \leqslant N < (m+1)p$, биће

y_1	y_2	.	.	.	$. \; y_p$
y_{p+1}	y_{p+2}	.	.	.	$. \; y_{2p}$
. .	. .	. .	.	.	.
. .	. .	. .	.	.	.
$y_{(m-1)p+1}$	$y_{(m-1)p+2}$		.	.	$. \; y_{mp}$
$\overline{y}_1$	$\overline{y}_2$	.	.	.	$. \; \overline{y}_p$

Тада се изведу аритметичке средине $\overline{y}_1, \overline{y}_2, \overline{y}_3, \ldots \overline{y}_p$ појединих управних редова и прорачунају се амплитуде и фазни углови огледног периода p помоћу једначина хармоничке анализе за емпириске функције [175, стр. 52—53].

Подаци посматрања се, после тога, групишу узастопно према више других p-величина; оне треба да што равномерније и у краћим интервалима испуњавају подручје у коме се наслућују периодичности. За сваки тако изведен p-низ прорачунају се амплитуде и фазни углови припадајућег једноставног синусног таласа. Ако се тако добијене амплитуде $r(p)$ распореде као ординате и одговарајуће величине од

p као апсцисе, тада се образована површина зове периодограм, P, а сама крива $r(p)$ означи се као крива периодограма.

Такав дијаграм показује, обично, неки број врхова, који су изнад оптштег нивоа криве. Вредности од изабраних дужина периода, које су блиске тим врховима, сматрају се као најсличније стварним периодима.

Шустерова теорија експектанце у првобитном облику није одушевила метеорологе и климатологе, најпре због дуготрајног прорачунавања, а затим и стога, што јој математичке основе не одговарају довољно метеоролошким и климатолошким поступцима. Постојећи низови посматрања су обично кратки, али је важније, што су периодски токови кадикад прекинути за неко време, а доцније добију нешто другачије амплитуде и фазне углове. Зато се, у најновије време, разликују постојани и квази-постојани периоди. Статистички методи, најзад, претпостављају „компоненту случаја"; али стварно постоји донекле законска тенденција „одржавања" времена. Бартелс [179] и Штумпф [180] нарочито су се бавили овим модерним проблемима. Бартелс је, наиме, у својој теорији за обраду геофизичких збивања узео у обзир квази-постојаност и тенденцију одржавања, док је Штумпф проширио Шустеров појам експектанце и о њој је поставио нову теорију. Баур је дао важне прилоге о мерењу и о значењу тенденције одржавања [181].

Динсмор Олтер је годинама примењивао Шустеров периодограм ради анализе падавина у типичним крајевима света. При завршетку последње од тих расправа пронашао је много једноставнији периодограм, којим је прорачунавање знатно олакшано и скраћено [182]. Ако p означује дужину огледног периода, а после овог раздобља се поново јављају исте вредности, била би диференција у вредностима првог периода са дужином p и другог периода са истом дужином равна нули. Диференција би се повећавала, ако се одговарајуће вредности у ова два периода разликују у величини и у знаку. Тај тренд је овако изражен математички

$$A = \frac{\Sigma \mid x_i - x_{i-p} \mid}{N - p}, \qquad (110)$$

где је x_p величина испитиваног елемента, N број елемената у низу посматрања.

Прорачунавање индекса A сасвим је једноставно. Претпоставимо да је потребан периодограм за годишње падавине у неком месту од 1851 до 1950 године. Тада се за дужину огледног периода изаберу 1, 2, 3, 4, ... година. За дужину периода од 1 године изведу се диференције 1852—1851, 1853—1852,... 1901—1900, 1902—1901,... 1950—1949, и одреди се збир њихових апсолутних вредности. Тај збир, подељен са $N-p$, даје тражени индекс A. За дужину периода од 5 година образују се диференције 1856—1851, 1857—1852, ... 1905—1900, 1906—1901, ... 1950—1946, а за дужину периода рецимо од 9 година, 1860—1851, 1861—1852, ... 1909—1900, 1910—1901, ... 1950—1941, па се опет одређује индекс A. Оне вредности од p, при којима се добије за A мали број, или се овај ближи нули, претстављају стварни период са највећом вероватноћом.

87. **Појам корелације.** — Све науке које се баве посматрањима, међу које спада и климатологија, имају — по својој природи — потребу да се код разних појава установи веза између узрока и дејстава. Зависност између природних појава је веома сложена, јер нису у непосредној вези само две појаве, већ и више од њих, које упливишу једне на друге.

Често је нека појава *X* у тесној вези са другом појавом *Y*, например годишње вредности ваздушног притиска и висине падавина, или релативног броја сунчевих пега и температуре. У томе случају се одређује в е р о в а т н о ћ а вредности *X* и она која одговара вредности *Y*.

За одређење вероватноће није тешко прикупити бар 1000 посматрања, рецимо о правцу ветрова, које треба расподелити у 16 група: N, NNE, NE, итд. и за сваки од тих праваца уписати њихову честину у периоду од десетак година. Затим је потребно за сваку од тих 16 група забележити број случајева у којима је било мерљивих падавина. На тај се начин може лако прорачунати вероватноћа падавина, односно сразмера између укупног броја дана са падавинама у одређеној групи и укупног броја дана са ветром у овој истој групи. По добијеним квоцијентима се утврђује да вероватноћа падавина следује неком закону према ветровима из разних праваца. Београд, по овом прорачунавању, има највећу вероватноћу падавина при ветровима од SSW до WNW, док је најмања вероватноћа за падавине при ENE ветру. Ако се подаци сведу са 16 на 8 праваца ветра, добиће се другачија вероватноћа за ветрове из разних праваца. Примера ради се за 8 главних праваца ветра у Београду добијају оволике вредности

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Σ
честина ветра, у данима	95	37	47	580	59	57	205	136	1216
број дана са падавинама	43	14	18	162	27	26	113	69	472
вероватноћа у %	45,3	37,8	38,3	27,9	42,4	45,6	55,1	50,7	

Као што се види, најчешћи ветар у Београду има најмању вероватноћу падавина, док је највећа вероватноћа за падавине при ветровима са западног квадранта, што се слаже са теориским условима.

Али, овде није примењен метод корелација, из разлога што толико велики број посматрања дозвољава да се употреби рачун вероватноће, тј. да се прорачунају вероватноће падавина, да се нацрта крива вероватноће; тако добијени резултати много су сигурнији од оних које нам даје метод корелација. Међутим, ако располажемо са много мањим бројем посматрања, тешко ће се моћи одредити вероватноћа. У таквом се случају примењује метод корелације [183], којим се покушава да се реши питање да ли између појаве *X* и *Y* има зависности или узајамне везе. Методом корелације се, дакле, испитује колико има основаности да се претпостави веза између два или више низова посматрања, одн. између две или више промењљивих, и како се степен те узајамне везе може изразити математички.

Метод корелације поставили су енглески статистичари. Два рада из почетка овог века, који се баве применом овог метода у метеорологији и климатологији, написали су Х у к е р [184] и В о к е р [185].

Да би се утврдило да ли су две променљиве у међусобној вези, да ли — например — између ваздушног притиска и падавина има или нема корелације, примењују се принципи статистичког одн. математичког метода.

88. **Линеарна корелација.** — Ако имамо два низа бројева: $X_1, X_2, X_3, \ldots$ и $Y_1, Y_2, Y_3, \ldots$ од којих су све по два броја повезана један са другим, дакле X_1 са Y_1, X_2 са $Y_2, \ldots$, треба потражити да ли између X и Y има корелације. Нека су те вредности ваздушни притисак одређеног месеца у два удаљена места.

Ако се у врло дугом низу година (n) отступања од аритметичке средине означе са x и y, добиће се низ бројева $x_1, x_2, x_3, \ldots x_n$ с једне, и $y_1, y_2, y_3, \ldots y_n$ с друге стране. Свака група од два броја односи се на одређену годину. Збир ових отступања је раван нули за сваки низ бројева, дакле $\Sigma x = 0$, $\Sigma y = 0$. Ако код узастопних промена кривих постоји велика међусобна сличност јасно је да ће, уопште, позитивна отступања код вредности x одговарати и позитивним отступањима код вредности y. Другим речима, ако би корелација између два низа бројева била правилна, могло би се написати да су промене једне променљиве, y, пропорционалне променама друге променљиве, x, дакле

$$y = bx \quad \text{или} \quad y - bx = 0,$$

а за n година посматрања добиће се низ од n релација

$$\begin{aligned} y_1 - bx_1 &= 0 \\ y_2 - bx_2 &= 0 \\ y_3 - bx_3 &= 0 \\ \cdot\ \cdot\ \cdot\ &\cdot\ \cdot\ \cdot \\ y_n - bx_n &= 0 \end{aligned} \qquad (110)$$

Ако је корелација правилна, изведена вредност b из било које једначине у систему (110) задовољава све остале. Али, уопште није тако, и то не вреди у овом проблему. Корелација није потпуна, јер ако се b прорачуна по једној од ранијих релација, затим по некој другој, добиле би се нескладне вредности.

То је разлог, што се b не прорачунава према једначинама (110), већ према њиховој целини, тј. њена највероватнија вредност се одреди укупношћу релација (110). Показало се, у вези са теоријом грешака, да највероватнија вредност треба да има најмању суму квадрата првих чланова, дакле

$$\Sigma[(y_1 - bx_1)^2 + (y_2 - bx_2)^2 + (y_3 - bx_3)^2 + \ldots + (y_n - bx_n)^2].$$

По томе се тражена вредност за b прорачунава тако, што се извод по b претходног збира изравна на 0, узимајући тај диференцијал према b. Тако се добија

$$x_1(y_1 - bx_1) + x_2(y_2 - bx_2) + x_3(y_3 - bx_3) + \ldots + x_n(y_n - bx_n) = 0,$$

или, у скраћеном облику,

$$\Sigma(xy) - b \cdot \Sigma(x^2) = 0.$$

По томе је

$$b = \frac{\Sigma (xy)}{\Sigma x^2} = \frac{(1:n)\,\Sigma xy}{(1:n)\,\Sigma x^2}. \tag{111}$$

Ако се вредност за b из једначине (111) унесе у сваку од релација (110), чланови неће бити равни нули, него ће имати мале остатке $f_1, f_2, \ldots,$ дакле

$$\begin{aligned} y_1 - bx_1 &= f_1 \\ y_2 - bx_2 &= f_2 \\ y_3 - bx_3 &= f_3 \\ &\cdots\cdots \\ y_n - bx_n &= f_n \end{aligned} \tag{112}$$

који претстављају случајне девијације или грешке код тражене корелације. Али, у низу ових грешака, вероватна грешка карактерише вредност целога низа. Што је вероватна грешка мања, тим више се неки низ може сматрати као добар. Та грешка је пропорционална другом корену збира квадрата, као што су $(y - bx)^2$ у једначинама (112), подељеном са n.

Збир ових квадрата сматра се као обележје вредности корелације између два низа бројева X и Y. Што је збир мањи, корелација је истакнутија. При прорачунавању ће се наћи да је

$$\Sigma (y - bx)^2 = \Sigma (y^2) - 2b \cdot \Sigma (xy) + b^2 \cdot \Sigma (x^2);$$

замењујући b са вредношћу у једначини (111), биће

$$\Sigma (y - bx)^2 = \Sigma y^2 - \frac{2(\Sigma xy)^2}{\Sigma x^2} + \frac{(\Sigma xy)^2}{\Sigma x^2},$$

затим, редом

$$\Sigma (y - bx)^2 = \Sigma y^2 - \frac{(\Sigma xy)^2}{\Sigma x^2}$$

$$\Sigma (y - bx)^2 = \Sigma y^2 \left[1 - \frac{(\Sigma xy)^2}{\Sigma x^2 \cdot \Sigma y^2}\right].$$

Стављајући да је

$$r^2 = \frac{(\Sigma xy)^2}{\Sigma x^2 \cdot \Sigma y^2}, \tag{113}$$

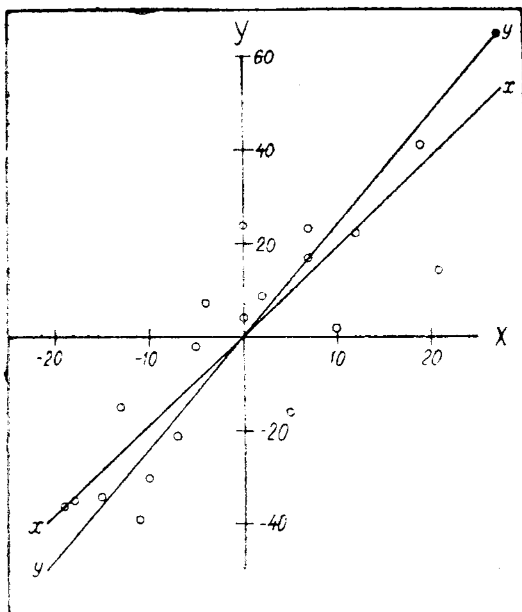
може се написати

$$\Sigma (y - bx)^2 = \Sigma y^2 \cdot (1 - r^2). \tag{114}$$

Збир, чију вредност треба прорачунати да би се нашла величина корелације, пропорционалан је, по томе, са $(1 - r^2)$. То значи да је r обележје корелације између два низа бројева или између две појаве, X и Y, а означује се као корелациони фактор или корелациони коефицијенат. Његова вредност је, по једначини (113),

$$r = \frac{\Sigma xy}{\sqrt{\Sigma x^2 \cdot \Sigma y^2}}. \tag{113a}$$

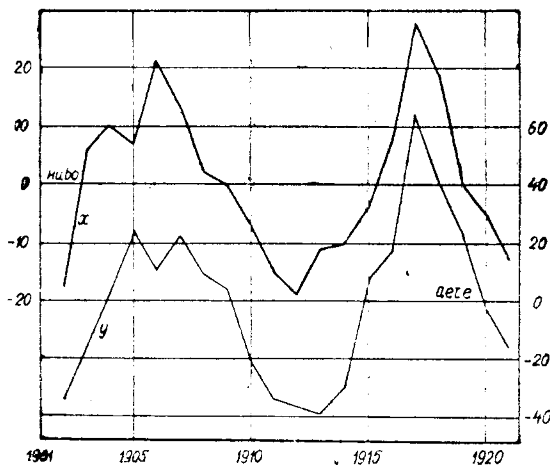
Тако дефинисана величина r је мера за узајамну везу или корелацију између узастопних промена код две променљиве. Али, Баур нарочито наглашава чињеницу да је једначина (113a) оправдана само у случајевима: 1) ако су две променљиве отприлике у линеарној вези; 2) ако њихове девијације задовољавају Гаусов закон; 3) ако постоји сразмерно велики број посматрања [186].



Слика 42. — Тачкице и регресионе линије девијација од средњег годишњег нивоа језера Викторије Њанзе и средњег броја сунчевих пега (по Сер Н. Шоу)

Корелација је **потпуна**, ако између вредности X и Y постоји линеарна веза, тј. ако се тачке, одн. девијације, $x_1 y_1$, $x_2 y_2$, ... налазе приближно на истој правој xx или yy на слици 42. За овај дијаграм од Сер Непиер Шоа [187] употребљене су девијације средњег годишњег нивоа језера Викторија Њанза у периоду 1902—1921 (x) и истодобног средњег годишњег релативног броја сунчевих пега (y), које су вредности уписане у таблици 90. Средњи ниво језера и средњи број пега узети су за осе овог координантног система. Две праве претстављају две регресионе једначине (§ 89), односно две регресионе линије једна за језерски ниво, друга за број сунчевих пега. Што је мањи угао између те две линије, тим приснија је међусобна веза и тим већи је корелациони фактор r.

Корелација је непотпуна ако се тачке знатније удаљавају од праве, и тим је непотпунија, што су тачке удаљеније. Ако је корелација добра, тј. ако су тачке xy блиске некој правој, стварно одговара отступању величине x готово пропорционално отступање величине y; сви производи xy имају исти знак, а Σxy има велику вредност. Σxy је највећи и $r = 1$ ако је корелација потпуна. Обе регресионе линије се поклапају у томе случају. Криве на слици 43 показују да су промене код језерског нивоа Викторије Њанзе у узастопним годинама прилично сразмерне истим променама у броју сунчевих пега. Скала девијација језерског нивоа од аритметичке средине уписана је на левој страни цртежа, а на десној страни је скала девијација годишњег броја сунчевих пега од њихове просечне вредности. Друга, доња крива показује своје врхове местимице за годину дана доцније од прве криве.



Слика 43. — Криве девијација средњег годишњег нивоа језера Викторија Њанза и средњег годишњег броја сунчевих пега у периоду 1902—1921 (по Сер Н. Шоу)

Ако, напротив, обе криве показују, међусобно, приближно супротне токове, тада великој вредности x одговара уопште мала вредност од y, тако да отступања имају супротан знак, а Σxy је негативан. При потпуно обрнутим токовима је $r = -1$, али се обе регресионе линије и тада поклапају. Када нема корелације између низова X и Y, одговараће отступању x било какво отступање величине y; производи xy час су позитивни, час негативни, али постоји неко изравнање: Σxy је веома незнатан и ближи се нули, ако се n неодређено повећава. То значи да је и r блиско нули. Када је $r = 0$, једна регресиона линија се поклапа са осом X ($y = 0$), а друга линија се поклапа са осом Y ($x = 0$).

Знак + се код корелација означује и са речи директно, знак — са речи инверсно по Монтеси де Балору [183]. Корелација је директна када се бројеви, који карактеришу две појаве, углавном заједнички повећавају; корелација је инверсна када се мерни бројеви једне појаве уопште смањују, док се мерни бројеви друге појаве повећавају.

89. **Пример за прорачунавање корелације.** — Циљ метода корелације је, као што се видело, да проучава да ли постоји директна или инверсна веза код две појаве, за које располажемо сразмерно дугим низом посматрања, рецимо 50 до 100; 30 и 150 могу се већ сматрати као екстремне вредности. Закључци изведени само из 20 година посматрања одиста су сумњиви. За пример прорачунавања узета су истодобна отступања ваздушног притиска у јануару од просечне вредности за место Пунта Делгада, Азорска Острва (765,5 мм), и Стикисхолм, Исланд (746,5 мм), у периоду 1871—1900 [188]. Ти подаци изнесени су у таблици 89, где су са x означена отступања у првом месту, са y у другом месту.

Корелациони фактор је према наведеним променама ваздушног притиска у Понта Делгади и Стикисхолму, а прорачунат по једначини (113а), оволики

$$r = \frac{-418{,}4}{\sqrt{440{,}7 \times 1457{,}4}} = -0{,}522.$$

Овај корелациони фактор показује да отступања ваздушног притиска од аритметичке средине у Стикисхолму имају готово супротни знак од оних у Пунта Делгади. Али се по овој вредности не може сигурно закључити да ли има или нема везе између истодобних отступања ваздушног притиска у оба наведена места, ма да се у броју истиче врло јасно.

Ради одлучивања да ли постоје узајамне везе, мора се поставити и мерило колики би се корелациони коефицијенат очекивао ако нема никакве корелације. Пирсон је указао [189] да се вероватна грешка f корелационог фактора (§ 14) одређује једначином

$$f = \frac{0{,}6745\,(1 - r^2)}{\sqrt{n}}, \tag{115}$$

под претпоставком да девијације појединих вредности од аритметичке средине следују Гаусовом закону о расподели грешака. Тај израз

Таблица 89. — Пример за прорачунавање корелације по девијацијама ваздушног притиска од просечне вредности у јануару за Пунта Делгада и Стикисхолм, у периоду од 30 година

година (1)	x (2)	y (3)	xy (4)	x^2 (5)	y^2 (6)
1871	6,2 мм	−2,0 мм	−12,4	38,4	4,0
1872	1,1	−3,9	−4,3	1,2	15,2
1873	0,6	−6,7	−4,0	0,4	44,9
1874	2,3	−5,2	−12,0	5,3	27,0
1875	−2,6	2,3	−6,0	6,8	5,3
1876	1,1	−2,5	−2,8	1,2	6,2
1877	−0,7	−5,8	4,1	0,5	33,6
1878	4,8	6,3	30,2	23,0	39,7
1879	−0,6	6,9	−4,1	0,4	47,6
1880	−4,9	4,1	−20,1	24,0	16,8
1881	−14,8	18,8	−278,2	219,0	353,4
1882	2,0	−2,6	−5,2	4,0	6,8
1883	−1,1	−5,5	6,0	1,2	30,2
1884	0,8	−1,9	−1,5	0,6	3,6
1885	−2,2	0,5	−1,1	4,8	0,2
1886	3,3	4,8	15,8	10,9	23,0
1887	0,9	−8,9	−8,0	0,8	79,2
1888	−1,3	10,1	−13,1	1,7	102,0
1889	4,8	0,9	4,3	23,0	0,8
1890	2,3	−11,5	−26,5	5,3	132,2
1891	2,8	4,5	12,6	7,8	20,2
1892	2,6	2,3	6,0	6,8	5,3
1893	−3,3	11,1	−36,6	10,9	121,0
1894	0,4	−2,6	−1,1	0,2	6,8
1895	−1,1	11,1	−12,2	1,2	121,0
1896	−0,2	7,0	−1,4	0,0	49,0
1897	−0,6	10,5	−6,3	0,4	110,2
1898	1,7	−5,0	−8,5	2,9	25,0
1899	−4,1	3,1	−12,7	16,8	9,6
1900	4,6	−4,2	−19,3	21,2	17,6
		Σ =	−418,4	440,7	1457,4

значи да се у дугом низу таквих корелационих фактора њихова позитивна и негативна отступања од просечне вредности јављају са истом вероватноћом у износу f. Вероватна грешка се све више смањује са повећавањем броја елемената и ближи се вредности 0 (в. у Прилогу таблицу III за одређење величине $1/\sqrt{n}$). Што је f мање, тим је значајнији и одговарајући корелациони фактор.

У горњем примеру је $n = 30$, те је

$$f = 0{,}6745\,[1 - (-0{,}522)^2] : \sqrt{30} = 0{,}081\,.$$

Стварни корелациони фактор је, дакле, $r = -0{,}522 \pm 0{,}081$. Према одређењу величине f излази да је вероватна грешка корелационог фактора око 6.4 пута мања од његове стварне вредности $(-0{,}522)$. То потпуно задовољава јер се, према Пирсоновом практичном правилу, корелациони фактори могу сматрати као истинити, ако су бар шест пута већи од вероватне грешке, тј. ако је $r \geqq 6f$. Ова сразмера

је веома корисна, по искуству Пирсона, Хетена и других, пошто се тако избегну погрешни закључци. Тај израз се узима као мерило да ли има узрочне везе између две посматране појаве или између два низа бројева. Али је, према неким другим писцима, гранична вредност $r \geqq 6f$ сувише велика, ради процене стварности корелационих фактора. Тако је наведено у „The Meteorological Glossary" [190] да се „корелациони коефицијенат не може сматрати као значајан, ако није бар трипут већи од вероватне грешке... Ако се учини већи број огледних корелација, знатно је повећана вероватноћа да се добије поједини велики коефицијенат, и такав усамљен коефицијенат не би се смео примити, ако није бар четири или пет пута већи од вероватне грешке." Ипак изгледа сигурније и много корисније да се употребљује Пирсонова сразмера између r и f.

Ако између две појаве нема никакве везе, тако да је корелациони фактор близак нули, тада је — по Бауру [191] — вероватноћа P да је r шест пута веће од f, изражена једначином

$$P = 1 - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^{6\times 0{,}476\ 3} e^{-x^2}\, dx = 0{,}000062\,. \tag{116}$$

Та вероватноћа је, као што се види, толико незнатна да се однос $r \geqq 6f$ може узети као критеријум да има узрочне везе између посматраних појава.

Досадашње излагање доводи до закључка да се, поред корелационог фактора, мора неминовно одредити и његова вероватна грешка. Тек тада је могуће проценити стварну вредност коефицијента. Има још неких ограничења при извођењу закључака из добијених вредности за r, које се не смеју заборавити. В. Х. Дајнес, например, наводи [192] да се не може дати тачна класификација о корелационом коефицијенту. Ако се располаже отприлике са низом од 50 независних случајева, могло би се рећи да вредности испод 0,3 тешко имају неку важност; вредности од 0,3 до 0,7 указују на умерене везе; вредности од 0,7 до 0,9 означују тесну везу, а вредности преко 0,9 одиста веома присну везу. Али су, стварно, већи корелациони коефицијенти од 0,7 доста ретки. Треба најзад споменути да рачунате корелације важе само за линеарне везе; повезаности вишег реда могу постојати и код мањег корелационог фактора. Морају се применити и друге контроле; например подаци посматрања се расподеле у погодне мање групе, па се тада испитује да ли корелациони фактор показује правилнији ток рецимо у појединим месецима неког низа година, или се изводе везе са другим местима.

Ландсберг је, као пример, узео за прорачунавање корелационог фактора годишње температуре Филаделфије и Пицбурга у периоду 1872—1930 [127, стр. 66—67] и дошао је до ових резултата: $r = +0{,}815$, $f = 0{,}029$. То значи да је корелациони фактор 28 пута већи од његове вероватне грешке. Међутим је, и поред постојеће тесне везе, у овом случају очевидно да велика корелација није ипак видљив знак узрочне везе између две променљиве. Напротив, не би имало смисла мишљење да температуре Пицбурга могу упливисати на промене температура у Филаделфији, или обратно. Сигурно је да су промене у уза-

стопним годишњим температурама у ова два места производ неког трећег чиниоца, а то је поднебље. То је тим оправданије, што су Филаделфија и Пицбург на отстојању око 400 км, и зато су њихове температуре сличне у тренду узастопних година. Другим речима, ни тесна корелација није никакав стварни израз о међусобној вези између две промењиве.

90. **Регресионе једначине.** — Ако је y аналитичка линеарна функција од x, тада напред наведене једначине (110) имају општи облик

$$y - bx = 0\,;$$

по томе следује да је

$$y = bx\,. \tag{110a}$$

Сер Франсис Голтон је овакву везу између две промењиве x и y назвао именом регресионе једначине (1886).

Ради тачног одређивања величине b, мора сума квадрата од $(y - bx)$ бити, по могућности, што мања. То је, наиме, постигнуто када $\Sigma(y - bx)^2$ достигне минимум. Тај услов је испуњен, ако је

$$\frac{d}{db}\Sigma(y - bx)^2 = 0\,,$$

а то је, ако је

$$2\Sigma(-x)(y - bx) = 0 \quad \text{или} \quad \Sigma xy = b\Sigma x^2\,.$$

Последњом једначином је омогућено да се величина b тачно одреди:

$$b = \frac{\Sigma(xy)}{\Sigma x^2} = \frac{1/n \cdot \Sigma(xy)}{1/n \cdot \Sigma x^2}\,. \tag{117}$$

По облику једначине $y = bx$ може се претпоставити да је x независна промењива. Тога ради се може и другачије написати: $x = b'y$, по чему је

$$b' = \frac{\Sigma(xy)}{\Sigma y^2} = \frac{1/n \cdot \Sigma(xy)}{1/n \cdot \Sigma(y^2)}\,. \tag{118}$$

Али, узимајући у обзир да су средње грешке (§ 13)

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{\Sigma x^2}{n}} \qquad \sigma_y = \sqrt{\frac{\Sigma y^2}{n}}$$

а корелациони фактор

$$r = \frac{\Sigma xy}{\sqrt{\Sigma x^2 \cdot \Sigma y^2}} = \frac{1}{n}\,\frac{\Sigma xy}{\sigma_x \sigma_y}\,, \tag{119}$$

биће

$$b = r\frac{\sigma_y}{\sigma_x} \qquad \text{и} \qquad b' = r\frac{\sigma_x}{\sigma_y}\,.$$

На тај се начин може написати

$$y = r\frac{\sigma_y}{\sigma_x}x \qquad \text{и} \qquad x = r\frac{\sigma_x}{\sigma_y}y.$$

То је крајњи облик регресионих једначина; b и b' зову се **регресиони коефицијенти**.

За објашњење и прорачунавање послужиће пример у таблици 90. Ту су са X означени нивои (у инчовима) језера Викторија Њанза, са Y релативни број сунчевих пега у периоду 1902—1921, са x девијације од просечног језерског нивоа, са y девијације од средње вредности сунчевих пега.

Таблица 90. — Годишње вредности језерског нивоа Викторије Њанзе (X) и сунчевих пега (Y), као и девијације језерског нивоа (x) и сунчевих пега (y) (по Сер Непиер Шоу)

година (1)	X (2)	Y (3)	x (4)	y (5)	x^2 (6)	y^2 (7)	xy (8)
1902	−10	5	−18	−35	324	1225	630
1903	13	24	5	−16	25	256	−80
1904	18	42	10	2	100	4	20
1905	15	63	7	23	49	529	161
1906	29	54	21	14	441	196	294
1907	21	62	13	22	169	484	286
1908	10	49	2	9	4	81	18
1909	8	44	0	4	0	16	0
1910	1	19	−7	−21	49	441	147
1911	−7	6	−15	−34	225	1156	510
1912	−11	4	−19	−36	361	1296	684
1913	−3	1	−11	−39	121	1521	429
1914	−2	10	−10	−30	100	900	300
1915	4	47	−4	7	16	49	−28
1916	15	57	7	17	49	289	119
1917	35	104	27	64	729	4096	1728
1918	27	81	19	41	361	1681	779
1919	8	64	0	24	0	576	0
1920	3	38	−5	−2	25	4	10
1921	−5	25	−13	−15	169	225	195
Σ	169	799			3317	15025	6202
сред.	8	40			166	751	310

Начин прорачунавања је овакав:

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{\Sigma x^2}{n}} = \sqrt{\frac{3317}{20}} = \sqrt{166} = 12{,}9 \qquad b = r\frac{\sigma_y}{\sigma_x} = 0{,}88 \times \frac{27{,}4}{12{,}9} = 1{,}869$$

$$\sigma_y = \sqrt{\frac{\Sigma y^2}{n}} = \sqrt{\frac{15025}{20}} = \sqrt{751} = 27{,}4 \qquad b' = r\frac{\sigma_x}{\sigma_y} = 0{,}88 \times \frac{12{,}9}{27{,}4} = 0{,}414$$

$$r = \frac{1}{n}\frac{\Sigma xy}{\sigma_x \sigma_y} = \frac{1}{20} \times \frac{6202}{12{,}9 \times 27{,}4} = +0{,}88$$

регресионе једначине:

$$f = \frac{0{,}6745\,(1 - r^2)}{\sqrt{n}} = \frac{0{,}6745\,(1 - 0{,}88^2)}{\sqrt{20}} = \qquad x = r\frac{\sigma_x}{\sigma_y}y = 0{,}88\frac{12{,}9}{27{,}4}y = 0{,}414\,y$$

$$= \pm\,0{,}034$$

$$\frac{r}{f} = \frac{0{,}88}{0{,}034} \approx 26 \qquad y = r\frac{\sigma_y}{\sigma^x}x = 0{,}88\frac{27{,}4}{12{,}9}x = 1{,}869\,x$$

По добијеном резултату прорачунавања излази да је корелациони фактор веома велики (+ 0,88); то значи да између годишњег броја сунчевих пега и промена у нивоу Викторије Њанзе постоји тесна корелација. Код толико великих коефицијената је сасвим јасно да је за њихово одређење потребно мање посматрања, пошто је тада $1 - r^2$ сасвим незнатна вредност.

Корелациони фактор се може одредити и другим једначинама. Тако се, например, Пирсон служио једначином

$$r = \pm\frac{S_y^2}{\sigma_y^2}\,. \tag{120}$$

Величина S_y добијена је помоћу девијација сваког посматрања промен-љиве Y_i од линије најбољег слагања, степеновања ових вредности, њиховог сабирања и извођења другог корена из овог збира.

Изведене корелације између два одвојена низа бројева или две одвојене појаве у ранијим примерима зову се тоталне корелације, за разлику од парцијалних.

91. **Парцијалне корелације.** — До сада су посматране две променљиве, које показују одређен степен међусобне повезаности, што је најважније за климатолога. Али, чешће, треба узети у обзир и дејство неке треће променљиве. Тако се, понекад, из међусобне везе код две променљиве не види шта је узрок, а шта дејство. Тада је једино установљено да би ова веза могла бити проузрокована неким трећим чиниоцем. Често се, одиста, дешава да више појава делују истодобно. Другим речима, може постојати већи број променљивих, које су узајамно зависне једна од других.

Да би се ту нашло каква је, и колика, међусобна зависност, пре свега се испита корелација сваке променљиве са свима осталима; затим се поново одреди нови коефицијенат, коефицијенат парцијалне корелације, који означује удео неке треће променљиве у корелацији две прве, и тако даље.

Овај метод полази, по томе од већ споменутих корелационих фактора и анализе сложен утицај сваког појединог низа променљивих на x, тако да је парцијални утицај појединих променљивих на x одвојен од осталих. Рецимо да су три променљиве у узајамној вези. Проблем је, у томе случају, да се одреди у каквој је корелацији друга променљива са првом, ако је трећа константна; у каквој је корелацији трећа променљива са првом, ако је друга константна, итд.

Треба са, стога, вратити на пример у таблици 90, из кога се видело да су варијације језерског нивоа Викторије Њанзе (x) тесно повезане са истовременим варијацијама релативног броја сунчевих пега (y). У томе примеру је очигледна потреба спојног члана у виду треће променљиве, а та променљива је киша на територији Уганде. Њене варијације (z) познате су из великог рада Брукса о томе проблему [193].

Теориски постоје две алтернативе код овог питања: 1) Сунчеве пеге упливишу на кишу, а њене промене проузрокују варијације језерског нивоа. 2) Постоји непосредна веза између броја сунчевих пега и језерског нивоа. Из тога је разлога потребно да се прорачунају парцијални корелациони фактори, јер се по њима може утврдити степен дејства појединих чинилаца. Корелациони коефицијенти за годишње вредности појединих променљивих у периоду 1902/21 су, по рачунањима Брукса, оволики:

r_{xy} =	коефицијенат између језерског нивоа (x) и сунчевих пега (y)	+0,88
r_{xz} =	„ „ језерског нивоа (x) и кише (z)	+0,39
r_{yz} =	„ „ сунчевих пега (y) и кише (z)	+0,12
$r_{xy \cdot z}$ =	„ „ језерског нивоа (x) и сунчевих пега (y), исправљен кишом (z)	+0,90
$r_{xz \cdot y}$ =	„ „ језерског нивоа (x) и кише (z), исправљен сунчевим пегама (y)	+0,59

Ова прорачунавања показују да ниво језера Викторије Њанзе зависи донекле од кише, али је много тешња веза са бројем сунчевих пега, што се види по величини првог и четвртог коефицијента. Тај велики број указује на тесну везу између језерског нивоа и сунчевог зрачења. Брукс сматра да је таква веза настала једино испаравањем. Узимајући ове чиниоце у обзир, види се да је највећи губитак воде у Уганди изазван испаравањем, и да је — при свим другим једнаким условима — испаравање приближно пропорционално кишама (в. крај § 95). Али је, ипак, главни чинилац за величину испаравања соларни услов, а не киша.

Парцијални корелациони коефицијенат $r_{xy \cdot z}$ изражен је, према горњим подацима, следећом једначином

$$r_{xy \cdot z} = \frac{r_{xy} - r_{xz} \cdot r_{yz}}{\sqrt{(1 - r_{xz}^2)(1 - r_{yz}^2)}} . \qquad (121)$$

У овој једначини је показана корелација између x и y, али тако да су обе променљиве исправљене корелацијом са променљивом z. То је написано као $r_{xy \cdot z}$, што значи да је дејство променљиве z издвојено, тј. одвојено је тачком.

Бројне вредности од Брукса, уписане на одговарајућа места у једначини (121), дају овај резултат

$$r_{xy \cdot z} = \frac{0{,}87 - (0{,}39 \times 0{,}12)}{\sqrt{(1 - 0{,}39^2)\,(1 - 0{,}12^2)}} = \frac{0{,}8332}{\sqrt{0{,}83569}} = 0{,}90 \,;$$

то је тачно коефицијенат који је добио Брукс. Корелација између x и y испитана је у овој једначини при константној годишњој висини

кише. Два друга коефицијента могу се лако извести према једначини (121). Измени се y са z, z са y и добије се од

$r_{xy \cdot z}$ други израз $r_{xz \cdot y}$.

На тај су начин два остала парцијална коефицијента изражена у једначинама

$$r_{xz \cdot y} = \frac{r_{xz} - r_{xy} \cdot r_{yz}}{\sqrt{(1 - r^2 xy)(1 - r^2 yz)}}$$

$$r_{yz \cdot x} = \frac{r_{yz} - r_{xy} \cdot r_{xz}}{\sqrt{(1 - r^2 xy)(1 - r^2 xz)}} . \qquad (121a)$$

Најзад, регресионе једначине имају овакве облике:

$$x = b_{xy \cdot z}\, y + b_{xz \cdot y}\, z ,$$

$$y = b_{yx \cdot z}\, x + b_{yz \cdot x}\, z , \qquad (122)$$

$$z = b_{zx \cdot y}\, x + b_{zy \cdot x}\, y .$$

Вокер је показао на други начин [185] како се корелациони коефицијенат може прорачунати са више од два низа бројева, а сваки од тих коефицијената одговара једној промењљивој. Ако постоје три низа, сваки са n појединачних података, и ако се отступања од средње вредности означе са x, y, z, тада је фактор, који изражава корелацију вредности x са вредностима y и z, и који показује у коликој мери варијације једне промењљиве зависе од обе друге, дат једначином

$$r = [(r_2^2 + r_3^2 - 2 r_1 r_2 r_3) : (1 - r_1^2)]^{1/2} \qquad (123)$$

У тој једначини означује

$$n r_1 = \frac{\Sigma yz}{\sqrt{\Sigma y^2 \cdot \Sigma z^2}} ; \qquad n r_2 = \frac{\Sigma xz}{\sqrt{\Sigma z^2 \cdot \Sigma x^2}} ; \qquad n r_3 = \frac{\Sigma xy}{\sqrt{\Sigma x^2 \cdot \Sigma y^2}} . \qquad (124)$$

Код разних писаца је уобичајено да се поједини утицаји не обележавају словима, него бројевима. То значи, например, да је утицај промењљиве $x = 1$, $y = 2$, $z = 3$, итд. Такво обележавање, које је увео у научну литературу Едни Јул [194] [2], веома је згодно за употребу у оваквим питањима и зато ће се укратко приказати.

Ако имамо две промењљиве X_1 и X_2, место X и Y, и ако су отступања од средњих вредности x_1 и x_2, место x и y, тада једначина (110a), у § 90, има овакав облик према обележавањима Јула

$$x_1 = b_{12}\, x_2 , \quad \text{односно} \quad x_2 = b_{21}\, x_1 . \qquad (125)$$

Исто се тако пише $x_{1 \cdot 2}$ место девијације d, а средња грешка израза $(x_1 - b_{12}\, x_2)$ пише се као $\sigma_{1 \cdot 2}$.

По томе имамо

$$x_1 - b_{12}\, x_2 = x_{1 \cdot 2} \quad \text{и} \quad x_2 - b_{31}\, x_1 = x_{2 \cdot 1} ,$$

односно

$$\Sigma x^2_{1\cdot 2} = n\sigma^2_{1\cdot 2} = n\sigma^2_1(1 - r^2_{12}),$$

и

$$\Sigma x^2_{2\cdot 1} = n\sigma^2_{2\cdot 1} = n\sigma^2_2(1 - r^2_{12}),$$

где је

$$r_{12} = \frac{\Sigma(x_1 x_2)}{n\sigma_1 \sigma_2}, \qquad b_{12} = r_{12}\frac{\sigma_1}{\sigma_2}, \qquad \text{или} \qquad b_{2\cdot 1} = r_{12}\frac{\sigma_2}{\sigma_1}.$$

Да би се код три променљиве, X_1, X_2, X_3, одредила веза између X_1 и X_2, мора се прво узети у обзир какав утицај има X_3 на обе друге. За то се, у првом реду, изведу три главна корелациона коефицијента и три вероватне грешке, а те вредности су r_{12}, r_{13}, r_{23}, односно σ_1, σ_2, σ_3. Тада, пошто је

$$\sigma^2_{1\cdot 2} = \sigma^2_1(1 - r^2_{12}), \quad \text{итд.},$$

имамо

$$r_{12\cdot 3} = \frac{r_{12} - r_{13}\, r_{23}}{\sqrt{1 - r^2_{13}}\;\sqrt{1 - r^2_{23}}}.$$

Слично се одређују и формуле за $r_{23\cdot 1}$ и за $r_{31\cdot 2}$.

На исти начин се за величину b у регресионим једначинама

$$x_1 - (b_{12\cdot 3})_2 - (b_{13\cdot 2})_3 = x_{1\cdot 23}, \quad \text{итд.},$$

добија једначина

$$b_{12\cdot 3} = \frac{b_{12} - b_{13}\, b_{32}}{1 - b_{23}\, b_{32}},$$

као и за одговарајуће вредности $b_{23\cdot 1}$ и $b_{31\cdot 2}$.

Али се, место одређивања величина за b, које је доста тегобно, могу прорачунавати вредности $\sigma_{1\cdot 23}$, $\sigma_{2\cdot 31}$ и $\sigma_{3\cdot 12}$. За то служи једначина

$$\sigma^2_{1\cdot 23} = \sigma^2_{1\cdot 3}(1 - r^2_{12\cdot 3}),$$

или

$$= \sigma^2_{1\cdot 2}(1 - r^2_{13\cdot 2}),$$

а одговарајуће једначине за величине $\sigma_{2\cdot 31}$ и $\sigma_{3\cdot 12}$.

Повезаност између величина b и σ изражава се овако:

$$b_{12\cdot 3} = r_{12\cdot 3}\frac{\sigma_{1\cdot 23}}{\sigma_{2\cdot 31}},$$

а на исти начин за $b_{23\cdot 1}$ и $b_{31\cdot 2}$.

По свему наведеноме се види да је метод парцијалне корелације погодан за обележје утицаја разних променљивих, а уједно користан и успешан метод испитивања.

Дајнес је, применом последњег метода од Јула, прорачунао везе између важних атмосферских појава у тропосфери све до тропопаузе [195]. Примера ради навешће се нека његова прорачунавања са

добијеним великим коефицијентима. Дајнес је, наиме, пронашао везе између средње ваздушне температуре до висине од 20 км и притиска на висини од 9 км и добио је корелацију од + 0,92. Он је нашао да је висина тропосфере готово независна од средње ваздушне температуре, али да је скоро потпуно зависна од притиска на 9 км висине. За везе између ваздушног притиска на поменутој висини и границе тропопаузе, одн. изотермног слоја, корелациони коефицијенат је + 0,83. Ако се висина тропопаузе означи са H_c, средња температура ваздушног слоја од земљине површине до 20 км са T_m, притисак на висини од 9 км са P_9, а са δ варијације сваке од ових величина, Дајнес је поставио следећу везу:

$$\delta H_c = 0{,}75\,\delta T_m - 0{,}94\,\delta P_9 .$$

Дајнес је, исто тако, добио за ваздушни притисак на морском нивоу и на висини тропопаузе корелациони коефицијанат од + 0,69, за висину тропопаузе и температуру изотермног слоја – 0,68. Између ваздушног притиска на морском нивоу и висине тропопаузе корелација је позитивна; она је сигурна иако осредња. То значи да је тропопауза тим на вишем нивоу, што је притисак већи. Тај резултат се може изразити и другачије: тропопауза је на већој висини над антициклонима, него над депресијама. Између висине изотермног слоја и његове температуре има такође корелације, али је она негативна. Повишењу нивоа тропопаузе одговара смањивање температуре у изотермном слоју.

Неки други испитивачи добили су такође врло велике коефицијенте корелација. Тако је, за везе између броја непогода у Сибиру и другог корена сунчевих пега корелациони фактор + 0,92; између промене ваздушног притиска у току од 3 часа и одговарајуће промене у нивоу бунарске воде корелација је негативна, – 0,88.

Наведене формуле за парцијалне корелације показују да је извођење коефицијената помоћу њих тегобно и дуготрајно; то вреди нарочито ако има више од шест променљивих. Брукс је, тога ради, пронашао метод којим је ово рачунање знатно олакшано [196]. Он ће корисно послужити за одређење коефицијената и код мањег броја променљивих.

92. **Једноставније прорачунавање линеарних корелација.** — Обични методи за добијање корелационог коефицијента су нешто тегобни и захтевају прилично много времена за прорачунавање, особито ако је велики број мерења и ако су та мерења или њихове средње вредности изражене било великим бројевима, или малим бројевима али са две или три децимале.

Филипс је, из тих разлога, дао једноставнији поступак [197], којим се избегава прорачунавање девијација (x и y), а корелациони фактор се одреди непосредно из оригиналних података. Први низ бројева нека је претстављен n вредностима величине X, а други n вредностима величине Y. По томе је

$$x = X - \overline{X} \qquad \text{и} \qquad y = Y - \overline{Y}, \tag{126}$$

у којим једначинама су $\overline{X}$ и $\overline{Y}$ средње вредности низова X и Y.

Узимајући у обзир дефиниционе једначине

$$\Sigma X = n \cdot \overline{X} \qquad \text{и} \qquad \Sigma Y = n \cdot \overline{Y},$$

одмах се види да се бројитељ једначина (126) може написати као

$$\Sigma xy = \Sigma XY - n \cdot \overline{X}\overline{Y}.$$

Даље је $\quad \Sigma x^2 = \Sigma X^2 - n \cdot \overline{X}^2 \quad$ и $\quad \Sigma y^2 = \Sigma Y^2 - n \cdot \overline{Y}^2.$

Када се ови изрази замене са онима у првобитној једначини (119) лево, добиће се крајња једначина којом се врши једноставније прорачунавање

$$r = \frac{\Sigma XY - n \cdot \overline{X}\,\overline{Y}}{\sqrt{(\Sigma X^2 - n\overline{X}^2)\,(\Sigma Y^2 - n\overline{Y}^2)}}\,. \tag{127}$$

Ова једначина, по своме саставу, садржи само оригиналне податке метеоролошких посматрања, без извођења девијација.

За пример ће послужити везе између ваздушног притиска (X) и падавина (Y) у Београду за месец фебруар у 20-огодишњем периоду 1891—1910, тек да се види поступак.

Таблица 91. — Пример за олакшано одређење корелација по фебруарском ваздушном притиску (X) и падавинама (Y) у Београду, период од 20 година

година (1)	X (2)	Y (3)	XY (4)	X^2 (5)	Y^2 (6)
1891	62,4	1	62,4	3893,8	1
1892	46,7	31	1447,7	2180,9	961
1893	49,1	7	343,7	2410,8	49
1894	53,1	14	743,4	2819,6	196
1895	46,4	76	3526,4	2153,0	5776
1896	57,1	14	799,4	3260,4	196
1897	53,9	34	1832,6	2905,2	1156
1898	48,8	48	2342,4	2381,4	2304
1899	51,4	16	822,4	2642,0	256
1900	45,3	34	1540,2	2052,1	1156
1901	50,9	45	2290,5	2590,8	2025
1902	49,4	56	2766,4	2440,4	3136
1903	57,1	16	913,6	3260,4	256
1904	45,3	35	1585,5	2052,1	1225
1905	54,4	16	870,4	2959,4	256
1906	46,8	28	1310,4	2190,2	784
1907	49,8	20	996,0	2480,0	400
1908	49,8	61	3037,8	2480,0	3721
1909	49,8	42	2091,6	2480,0	1764
1910	48,8	40	1952,0	2381,4	1600
Σ			31274,8	52013,9	27218
ср. вр.	50,8	31,7			

По овим подацима се добија за корелациони фактор

$$r = \frac{31274{,}8 - (20 \times 50{,}8 \times 31{,}7)}{\sqrt{(52013{,}9 - 51612{,}8)\,(27218 - 20097{,}8)}} = -0{,}552.$$

Вероватна грешка је у овом примеру сразмерно незнатна, око 5,3 пута мања од корелационог фактора, наиме $f = 0{,}105$.

Ако се таблица 91 посмотри пажљивије, видеће се да подаци о ваздушном притиску и падавинама имају велике вредности, нарочито први, ма да је код притиска изостављен први број 7 (=700), а то опет отежава рачунање производа у ступцу 4 и степеновања вредности X и Y, као што се истиче у ступцима 5 и 6. Та сметња се може, ипак, лако избећи, ако се на основу сличних и једноставних размишљања, као раније, изведу још неке олакшице.

Конрад је, у томе погледу, пронашао знатно олакшање рачунања [198]. По његовом поступку је сваки податак у два низа посматрања X и Y редукован помоћу најмањег броја у одговарајућем ступцу, 2 или 3. То је код X податак из 1900 и 1904 године, (45,3), а код Y податак из 1891 године, (1). Тим поступком има у целим низовима само позитивних отступања, X_1 и Y_1 (таблица 92). Први број у ступцу 2 (таблица 91) је, по томе, за 17,1 већи од најмањег (62,4—45,3), други је број за 1,4 већи, итд,, али је десети број означен са 0,0. То исто вреди и за податке у ступцу 3. Тако се добијају много мањи бројеви, те је рачунање лакше и брже.

Таблица 92. — Одређење корелација по подацима у таблици 91, који су редуковани константном вредношћу

година	X_1	Y_1	$X_1 Y_1$	X^2_1	Y^2_1
1891	17,1	0	0,0	292,4	0
1892	1,4	30	42,0	2,0	900
1893	3,8	6	22,8	14,4	36
1894	7,8	13	101,4	60,8	169
1895	1,1	75	82,5	1,2	5625
1896	11,8	13	153,4	139,2	169
1897	8,6	33	283,8	74,0	1089
1898	3,5	47	164,5	12,2	2209
1899	6,1	15	91,5	37,2	225
1900	0,0	33	0,0	0,0	1089
1901	5,6	44	246,4	31,4	1936
1902	4,1	55	220,5	16,8	3025
1903	11,8	15	177,0	139,2	225
1904	0,0	34	0,0	0,0	1156
1905	9,1	15	136,5	82,8	225
1906	1,5	27	40,5	2,2	729
1907	4,5	19	85,5	20,2	361
1908	4,5	60	270,0	20,3	3600
1909	4,5	41	184,5	20,2	1681
1910	3,5	39	136,5	12,3	1521
Σ			2439,3	978,8	25970
ср. вр.	5,5	30,7			

Пример у таблици 92 је исти са оним у таблици 91. Корелација између ваздушног притиска (X_1) и падавина (Y_1) прорачуната је са овим оригиналним подацима, а не са девијацијама x_1 и y_1, код којих има и позитивних и негативних вредности, па се и њима мора обратити пажња приликом сабирања.

Према подацима у овој таблици, једначина корелационог фактора гласи

$$r = \frac{\Sigma X_1 Y_1 - n \cdot \overline{X}_1 \overline{Y}_1}{\sqrt{(\Sigma X^2_1 - n \overline{X}^2_1)(\Sigma Y^2_1 - n \overline{Y}^2_1)}} = \frac{2439{,}3 - (20 \times 5{,}5 \times 30{,}7}{\sqrt{[978{,}8 - (20 \times 5{,}5^2)][25970 - (20 \times 30{,}7^2)]}}$$
$$= -0{,}574 .$$

Свакако би се очекивало да ће корелациони фактор бити исти и у овом примеру, као у прошлом, по подацима таблице 91, али стварно није тако, јер то нису отступања од средње, већ од најмање вредности у целом низу посматрања. Ипак се корелациони фактор не разликује много од прошлог, пошто има вредност од -0.574, дакле само за 0.022 већу.

Јохансон је дао, такође, упрошћење при прорачунавању корелација [199]. Једначине које је он извео претстављају знатна олакшања, јер се корелације могу прорачунати и за дуге низове посматрања, као и за њихове поједине делове. Например, ако већ постоје ранија рачунања, могу им се придодати и даље године, итд.

Баур је нарочито изнео практичну примену корелационог метода [191]. Он полази од једначине (115), којом се прорачунава вероватна грешка f корелационог коефицијента. Ако се у ту једначину стави да је $f = \frac{1}{6} r$, и ако се 0.6745 заокружи на $\frac{2}{3}$ добиће се једначина

$$\frac{1}{6} r = \frac{2}{3} (1 - r^2) : \sqrt{n}, \tag{128}$$

из које следује да је

$$r = \frac{1}{8} \left(\sqrt{n + 64} - \sqrt{n} \right). \tag{129}$$

По овој једначини је прорачуната следећа таблица:

n	r	n	r	n	r	n	r	n	r	n	r
20	0,59	25	0,55	30	0,53	40	0,48	50	0,45	75	0,39
21	,58	26	,55	32	,52	42	,48	55	,44	80	,38
22	,57	27	,54	34	,51	44	,47	60	,42	85	,37
23	,57	28	,54	36	,50	46	,46	65	,41	90	,37
24	,56	29	,53	38	,49	48	,46	70	,40	95	,36
										100	,35

Овом таблицом је уштеђено да се прорачуна вероватна грешка корелационог фактора и сразмера $r : f$. Вредности r тачно показују колико велики треба да је, у најмању руку, корелациони фактор, како би се смело узети да код n отступања одн. посматрања постоји узрочна веза.

Например, у таблици 89 употребљен је период од 30 година за девијације ваздушног притиска у Пунта Делгади и у Стикисхолму, по чему би требало да је корелациони фактор бар 0,53, а стварно је нешто мањи (– 0,52). У таблицама 90 до 92 период посматрања је 20 година, те би одговарајући корелациони коефицијенат морао бити бар 0,59. Он је, стварно, у првом случају знатно већи (0,88), у два даља случаја нешто мањи од потребног, 0,55 одн. 0,57.

Али је Монтеси де Балор [183, стр. 13] подвргао оштрој критици означен корелациони фактор r у приложеној таблици Баура. Јер, ако се место граничне вредности вероватне грешке $r \geqq 6f$ стави мања величина $r \geqq 4f$, наведене вредности у таблици биле би сасвим другачије, што је потпуно јасно. Међутим, Баур нарочито истиче да је за прорачунавање вредности r у својој таблици употребио прву граничну вредност, постављену од Пирсона, и тиме се ограничио од изнесене замерке.

93. **Коефицијенат релација.** — Наведено је у § 88 да се корелација изражава једначином (113а)

$$r = \frac{\Sigma xy}{\sqrt{\Sigma x^2 \Sigma y^2}},$$

али и једначином (113)

$$r^2 = \frac{(\Sigma xy)^2}{\Sigma x^2 \Sigma y^2},$$

са изузетком, што r има позитивне и негативне знаке, док је r^2 увек позитивно. Та два израза не само што су истоветна, већ имају и исте апсолутне екстреме, 0 и 1, и мењају се у истом смислу: ако је $|r_1| > |r_2|$ исто је тако и $r^2_1 > r^2_2$.

Монтеси да Балор сматра ипак за оправдано [183, стр. 27—30] да се величина r^2 означи нарочитим именом: коефицијенат релације. Он наводи и разлоге каква преимућства има r^2. Најпре Аксел Вален у писму овом писцу од 1925 спомиње, међу осталом, како се „врло велики корелациони коефицијенти — вредност r —, које сам добио за везу између температуре августа и жетви, могу веома тешко разумети; потребно је ново испитивање података, доста дуже испитивање, ради осведочења да ли је ова веза стварна."

Хвипл, с друге стране, истиче у једном чланку [200] да сви они, који су имали прилику да употребљују корелационе коефицијенте, добро знају да коефицијенат 0,5 не показује довољно тесну повезаност између две променљиве, које би биле од веће важности за претсказивање једне, ако је друга позната. Релативност корелација треба да се, одиста, пре мери квадратом коефицијента, него самим коефицијентом. Хвипл износи на истом месту како је В. Х. Дајнес у скорашњем дописивању са Meteorological Office изнео ово мишљење: „Ако постоји узрок A и резултат M, са корелацијом r између њих, тада је — на крају крајева — A одговорно за r^2 код варијације променљиве M."

Монтеси де Балор је, још пре сазнања о Хвиплеровим напоменама, имао оправдане разлоге да се за одређење корелација упо-

треби r^2 место r. Преимућства за то нашао је у самом свом раду. Он је добио, за неке прорачунате податке, као корелациони фактор r бројеве 0,92; 0,69; 0,31, којима би се изразила присна корелација, доста велика корелација, слаба али постојећа корелација, међутим оне не одговарају утиску који се добија из одговарајућих дијаграма, слике 6, 8 и 10 у пишчевом раду. Напротив, вредности за $r^2 = 0{,}85$; 0,48 и 0,10 означују јаку, умерену и непостојећу корелацију, а такав утисак дају и одговарајући дијаграми.

По овом писцу изгледа готово сигурно да вредности за r од 0,75; 0,70; 0,60 нису индекси велике корелације, узимајући ову реч у обичном смислу, те би стога требало дати преимућство величини r^2 са додатком да је корелација директна када је $\Sigma xy +$, а инверсна када је исти збир производа $-$.

Следећа таблица изражава тачније ово гледиште:

r	r^2	r	r^2	r	r^2	r	r^2	r	r^2	r	r^2
0,20	0,04	0,35	0,12	0,50	0,25	0,65	0,42	0,80	0,64	0,93	0,86
,25	,06	,40	,16	,55	,30	,70	,49	,85	,72	,96	,92
,30	,09	,45	,20	,60	,36	,75	,56	,90	,81	,99	,98

По коефицијентима релација се означује да је „релација“ велика ако је r^2 веће од 0,75; средња за $r^2 = 0{,}60$; слаба за $r^2 = 0{,}40$; непостојећа или без интереса, са изузетним случајевима, за $r^2 = 0{,}30$.

На тај су начин коефицијенти релација (r^2) увек прилично мањи од прорачунатих корелационих фактора (r). Тако је, например, за везе између ваздушних притисака у Пунта Делгади и Стикисхолму (таблица 89) коефицијенат варијације $r^2 = -0{,}27$, дакле релације нема или је без интереса, за везе између ваздушног притиска и падавина у Београду (таблице 91 и 92) коефицијенат варијације је нешто већи, $r^2 = -0{,}305$, одн. $-0{,}329$, дакле ту постоји сасвим слаба релација, док је за везе између језерског нивоа Викторије Њанзе и броја сунчевих пега (таблица 90) коефицијенат варијације знатно већи, $-0{,}77$, а то значи да је релација велика, према класификацији Монтеси де Балора.

94. **Аутокорелација и аутокорелациони коефицијенат.** — Већина низова метеоролошких посматрања су такве природе да су им узастопне вредности зависне једне од других. Тако је, например, вероватније да ће некој високој вредности ваздушног притиска пре следовати велика, него мала вредност, услед т. зв. тенденције одржавања. За такву својственост код метеоролошких низова може се рећи да постоји аутокорелација између података у овом низу.

Ради међусобног повезивања узастопних вредности у истом низу посматрања уведен је, као мерило, аутокорелациони коефицијенат реда s, а означује се са k_s. Овај коефицијенат се прорачунава довођењем вредности $y_1, y_2, y_3, \ldots y_i, \ldots y_n$ у међусобну везу са вредностима $y_{1+s}, y_{2+s}, y_{3+s}, \ldots y_{i+s}, \ldots y_{n+s}$. Ти идеални, или највероватнији, аутокорелациони коефицијенти, међутим, нису познати, а њихово процењивање је стога тешко, што се морају емпириски одре-

дити из n посматрања, и то тако да могуће периодичности буду искључене.

Есенвангер је прорачунао аутокорелационе коефицијенте ваздушног притиска у Бамбергу за 25 зима и лета, обухватајући све по пет година [201], из којих је изведена формула за тенденцију одржавања, а одређени идеални аутокорелациони коефицијенти су употребљени за прорачунавање праве експектанце. Тиме су проширени и допуњени резултати радова Штумпфа (1936). Писац је добио нешто већу тенденцију одржавања, а по томе је и права експектанца нешто већа; максимално је за 2.3 пута већа од експектанце по Шустеровој једначини.

95. **Непостојаност корелационих коефицијената.** — У току последњих деценија прорачунат је велики број корелационих коефицијената, који имају већу вредност од случајне и за које се обично нашло довољно објашњење.

Дефант је дао сажет преглед корелација између врло удаљених крајева света [202], а Баур је изнео даље податке о везама између временских обележја опет за разне пределе на земљиној површини [203].

Разлика у ваздушном притиску између Понте Делгаде и Стикисхолма (§ 89) може се узети као индекс за интензитет западно-источне циркулације атмосфере над Северним Атлантским Океаном.

Статистичка испитивања о постанку аномалија у атмосферској циркулацији врло су важна, али су досад — стварно — мало чињена. Баур је, у вези са њима [204, стр. 42], упозорио још 1930 да је веза између ваздушног притиска од априла до јуна у Буенос Ајресу и наредне зимске температуре у Средњој Европи „нестабилна".

Потреба за поновним критичким испитивањем оправдана је већ из разлога, што у општем кружењу ваздуха постоје колебања дугих периода, која се не показују истосмислено у међусобним везама између врло удаљених предела. Капел је, ради осведочења о томе, употребио велики рад Полака [205], у коме су прорачунати корелациони фактори између ваздушне температуре јануара одн. јула у Прагу (период 1887—1916) и ваздушне температуре већег броја места на свету у једном од шест претходних месеца. Али је, по законима статистике, при употреби овог периода од 30 година, неопходан корелациони фактор бар од $r = 0{,}53$ [206, стр. 67,141]. Међутим, само мало корелационих коефицијената у Полаковом раду достижу ову граничну вредност, те је одређена веза између Прага и већине удаљених места сумњива. Полак приписује прогностичку важност нарочито чињеници, што се пространа област великих позитивних корелација над Индијом и Индокином одржава готово непромењено од августа до новембра. По њему је, за унапредно прорачунавање јануарских температура у Средњој Европи, меродавно и употребљиво топлотно стање ваздуха над Индијом и Индокином у позном лету и у току јесени.

Ради проверавања да ли мишљење Полака вреди и за доцније године, Капел [207] је изабрао највеће Полакове корелационе коефицијенте и поново их је прорачунао за исте парове станица, али за

доцнијих 30 година, тј. за период 1911—1940. Упоређењем ранијих корелација са последњима утврдило се да се ни једна веза није одржала у својој старијој величини. Све нове вредности су доста мање од граничне случајне вредности, и велико питање је да ли се те корелације могу употребити за корисну дугорочну прогнозу. Просечне вредности су оволике:

		Полак (1887—1916)	Капел (1911—1940)	промена
јануар	$r =$	+0,31	−0,02	−0,33
јул		+0,08	+0,12	+0,04

Знатно већа промена је настала у корелационим факторима између Прага и станица у Индији и Индокини, које је Полак сматрао донекле за постојане:

		Полак	Капел	промена
јануар	$r =$	+0,48	−0,06	−0,54
јул		+0,53	+0,08	−0,45

То потврђује и други пример. Диниес је добио за међусобну везу између аномалије (§ 15) новембарског ваздушног притиска у Бомбају (Индија) и идуће зимске температуре у Карлсруе (Немачка), у раздобљу 1874—1923, корелациони фактор од −0,40, док је прорачуната вредност за новији период 1911—1940 тек −0,20 [207, стр. 267—268].

И везе са временским аномалијама на Северном Атлантском Океану, у области Голфске струје, данас су сасвим другачије, него крајем прошлог века. Петерсон је 1896 показао [208] да у 20-огодишњем раздобљу, 1874—1893, влада изванредна упоредност између колебања у температури морске воде при норвешкој обали и истодобних колебања ваздушне температуре у средњем делу Шведске. Везе које је утврдио Мајнардус [209] између јачине опште атмосферске циркулације, пада ваздушног притиска, температуре Северног Мора и појаве леда код Њу Фаундленда и Исланда с једне, и познијих температурних прилика у Немачкој, с друге стране, показале су се као подударне у дужем низу година. Али су новија испитивања довела до закључка да се мора бити веома опрезан, ако је веза била постављена на основу посматрања у релативно кратком периоду. Тако је Баур [210], при поновном испитивању и прорачунавању корелационих коефицијената, дошао до следећих резултата:

I. Корелациони коефицијенат између температуре (новембар до јануара) Кристијансунда (Јужна Норвешка) и наредне температуре (фебруар—март) Берлина

а) 1861/62—1889/90 (29 година) +0,42
б) 1890/91—1919/20 (30 година) −0,17

II. Корелациони коефицијенат између разлике у температури Кристијансунда од новембра до јануара и истих месеца у прошлој години, као и одговарајуће разлике ваздушне температуре Берлина у фебруару и марту

а) 1861/63—1889/91 +0,73
б) 1890/92—1918/20 −0,30.

Подробније испитивање појединих парова вредности је показало да је прелаз позитивних у негативне корелације настао отприлике крајем прошлог века, дакле у добу у коме се десила распрострањена промена поднебља. С друге стране су разни аутори износили доказе о промени поднебља око петогодишта 1926—1930, тј. крајем прве четврти двадесетог века.

Треба указати на још две упадљиве корелације. Прва од њих је корелација између летњих аномалија ваздушног притиска у Понта Делгади и зимске температуре у Карлсруе за $1^1/_2$ годину касније. Диниес добија за период 1874—1923 корелациони фактор од +0,43 и уједно налази да у том раздобљу од 50 година постоји велика постојаност корелације. Наиме, у првој половини овог раздобља, 1874—1898, корелациони коефицијенат је +0,404, док је у раздобљу 1899—1923 +0,395. Међутим је прорачунавање корелације у периоду 1911—1940 дало за величину $r = +0,09$ [207, стр. 268]. Узрок толикој промени није у томе, што је за овај период употребљена станица Хорта, место Понте Делгаде, јер је и она на Азорима и има исти географски положај, већ настала промена у општим условима ваздушног кружења.

Друга упадљива корелација је ова. Полак је добио за везе између отступања температуре августа у Јакобсхавну (Гренланд) и јануара у Прагу (период 1887—1916) корелациони фактор + 0,07, а у новијем периоду од 30 година, 1910—1939, готово и нема промене, јер је $r = + 0,08$. Али су се, при упоређивању вредности код појединих парова у последњем периоду, утврдиле две битно различите половине: Негативном отступању температуре августа на Гренланду следовале су, у првих 15 година, у Прагу благи јануари у сразмери 6 : 1, а позитивном отступању следовали су хладни јануари у сразмери 6 : 2, — од 15 година су се, дакле, само три понашале другачије од осталих 12 година —; насупрот томе је, у даљих 15 година, 1925—1939, настало супротно понашање, јер су сразмерни бројеви били 1 : 5 одн. 1 : 7 (без 1937). После 1928 године постојале су, уопште, само једносмислене аномалије температура између августа на Гренланду и јануара у Прагу. Овај последњи резултат се, по наведеним доказима неких писаца, не може сматрати као чисто статистичко-теориско разматрање тим мање, што су се и многи други корелациони фактори битно променили после 1925 године. По Капелу је сасвим могуће да ту постоји нека нелинеарна веза, услед колебања опште атмосферске циркулације.

Ово мишљење потврђују и испитивања у полутарском појасу. Брукс је, као што је раније споменуто (§ 91), утврдио да је у периоду 1902—1921 корелациони коефицијенат између језерског нивоа Викторије Њанзе и релативног броја сунчевих пега + 0,88. Та необично велика корелација не може се, наравно, одржати код знатно повећаног раздобља, што је сасвим јасно, али је у периоду 1899—1943 (45 година) још увек + 0,58 [206, стр. 110—111], дакле знатно већа од случајне максималне вредности и већа од корелација језерског нивоа са температуром. Да су за варијације у језерском нивоу Викторије Њанзе главни узрок колебања падавина — док су промене у испаравању само споредног значаја, у супротности са мишљењем Брукса [192] — излази из тога, што је Филипс прорачунао да корелација између годишње висине падавина на укупној висоравни језера и језерског нивоа износи од године до године + 0,9 [203, стр. 960].

Ако се, по свему наведеном, корелације посмотре са гледишта дугорочне прогнозе, потребно је да се све досад нађене повезаности поново темељно прегледају и провере на основу новијих података. Већина новијих испитивања је показала да добијене везе вреде само за раздобље у коме су одређене. То се односи и на Брикнеров период (§ 81), који је одавна постављен [173], без употребе модерних, тј. критичких математичко-статистичких метода.

III. ГРАФИЧКО СРАВЊИВАЊЕ КЛИМАТСКИХ ЕЛЕМЕНАТА

А. ГРАФИЧКО ПРИКАЗИВАЊЕ

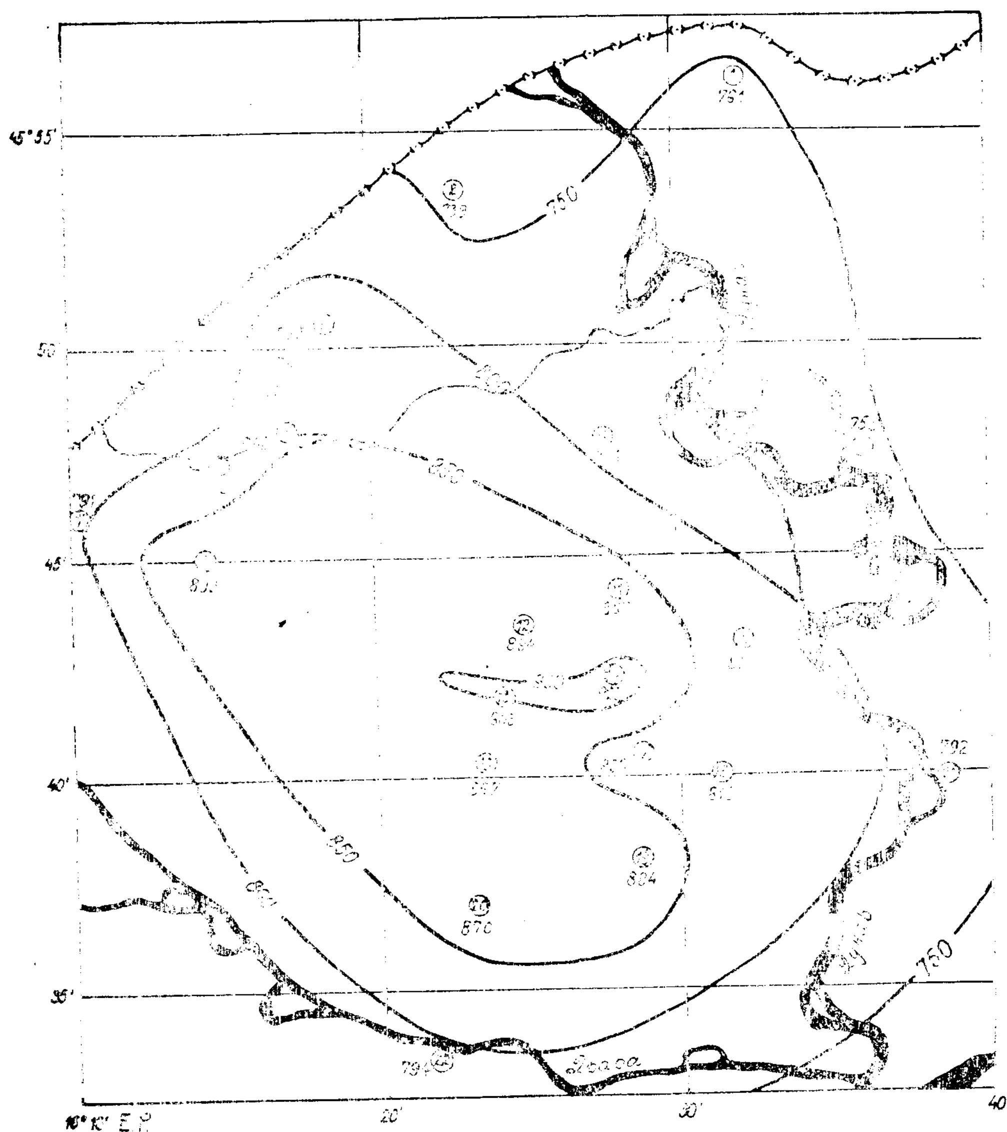
96. **Изограм, изолиније.** — Основни задатак графичког сравњивања одређеног климатског елемента је да се три променљиве прикажу на равни од две димензије, дакле у координатном систему. Модерна географска карта је најпознатији пример таквог сравњивања. Прва променљива у тој карти је географска ширина, унесена на ординати. Друга променљива је географска дужина, унесена на апсциси. Тачке истог узвишења изнад морског нивоа, тј. трећа променљива, повежу се кривим линијама, т. зв. и з о х и п с а м а.

а. **Конструкција изохијета.** — Истим се методом служи и при графичком сравњивању разних климатских елемената. Као обележајни пример узеће се висине падавина у 20 станица на Државном добру „Беље", садашњем Пољопривредно-индустријском комбинату, у години 1925 [211]. Поједине станице означене су у графичком приказу редним бројевима од 1 до 20, а њихова имена, географске координате и годишње висине падавина уписани су у таблици 93.

Таблица 93. — Географске координате метеоролошких и кишомерних станица Државног добра „Беље" са висинама падавина у 1925 години

редни број	име станице	геогр. шир.	геогр. дуж.	висина	падавина у 1925 год.
1	Карапанџа	45° 57′N	18° 52′ E. Gr.	83 м	761 мм
2	Пушкаш	45 54	18 45	85	739
3	Кнежево	45 51	18 39	100	827
4	Хатван	45 50	18 27	90	825
5	Брањин Врх	45 48	18 37	99	842
6	Ширине	45 46	18 34	93	819
7	Зелено Поље	45 46	18 30	96	791
8	Судараш	45 45	18 34	95	893
9	Змајевац	45 48	18 49	90	786
10	Бачки Моноштор	45 48	18 56	86	753
11	Мирковац	45 44	18 48	84	867
12	Јасеновац	45 44	18 45	84	894
13	Брестовац	45 42	18 44	91	903
14	Соколовац	45 42	18 48	85	923
15	Златна Греда	45 44	18 52	86	815
16	Ђергеш	45 40	18 44	92	867
17	Козјак	45 41	18 49	84	839
18	Тиквеш	45 40	18 51	85	818
19	Подунавље	45 38	18 49	84	884
20	Меце	45 37	18 44	90	870
21	Апатин	45 40	18 49	86	792
22	Осијек	45 33	18 40	94	794

Слика 44 показује међусобне положаје ових станица, одговарајућу годишњу висину падавина и изохијете, тј. криве истих падавина, са разликом од по 50 мм. Изохијете на овој слици одговарају изохипсама у географској карти, јер је висина падавина трећа променљива, приказана кривим линијама разне величине између уписаних географ-



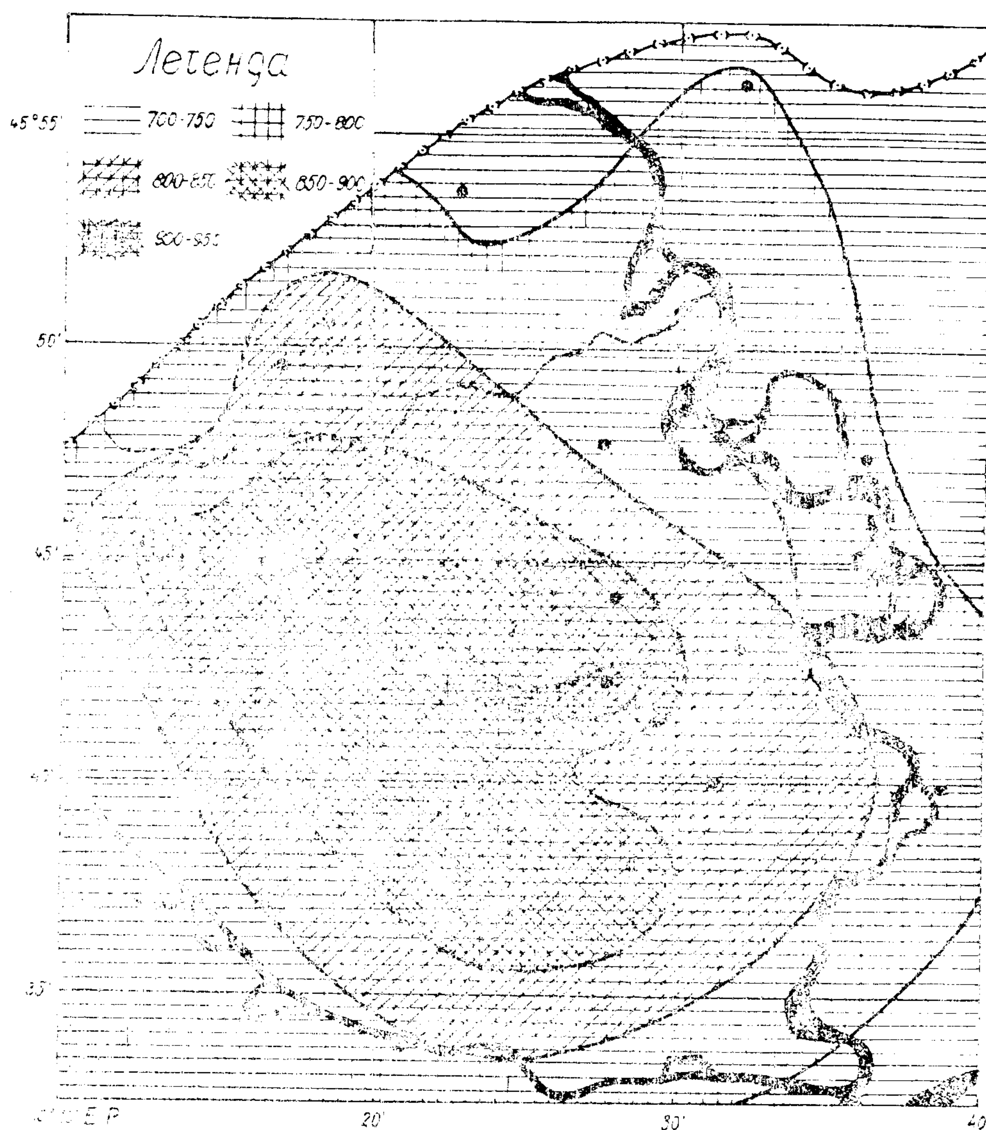
Слика 44. — Положаји станица на Државном добру „Беље“ са висином падавина у 1925 и одговарајућим изохијетама.

ских ширина и дужина. То су поједине фазе у конструкцији кишомерне карте. Последња фаза даје, као резултат, површине падавина са разликама од по 50 мм; њу показује слика 45.

У последњу карту се, већином не уносе бројне висине падавина за свако место, јер би се тешко могле читати, а и прегледност би била доста отежана (§ 99 на крају).

И све остале изохијетске карте начињене су на сличан начин. Али је Гласпул поставио за Велику Британију правила [212] како треба уцртавати изохијете у оним деловима карте на којима нема

никаквих података којим би правцем требало да се пружају. Главна од њих су ова: 1) У природи нема оштрих прелаза, тј. ако је на једном месту висина падавина, у одређеном периоду, 70 мм, у другом, за неколико километара даљем месту, 50 мм, на средокраћи би морала



Слика 45. — Површине разних висина падавина у 1925 години на станичној мрежи „Беље“

бити 60 мм. 2) Количина кише се, на наветреној страни брега, повећава од нижих према вишим местима, али не у једнакој сразмери. 3) Највећа количина кише се обично јавља на заветреној страни брдског гребена. 4) Количина кише је на неком месту заветрене падине често већа, него на врху. 5) Брдски венци, који се пружају под правим углом према преовлађујућем ветру, добијају више кише од оних брдских венаца који су упоредни са правцем тога ветра. 6) Долине, које су окренуте према мору, на југозапад, добијају мање кише до дужег отстојања од њега, него сличне долине које су окренуте у другим правцима. 7) Долине, које су опкољене бреговима са свих страна добијају велике количине кише.

Ова правила, која почивају на великом искуству, вреде — наравно — само за Велику Британију; али би се њима могли користити и други крајеви са сличним рељефом земљишта и са другим сличним физичким условима. Та правила показују, уједно, колико се разних проблема поставља при конструкцији изохијета, а то вреди, у пуној мери, и за друге климатолошке изолиније.

Бауер, Веренбург и Завадил су, на исти начин, у координатном систему географских ширина и дужина, нацртали карту о дисперзији (§ 16) ваздушног притиска над Европом за јануар и јул [15]. Већ по таблици о расподели растурања притиска, која није приложена њиховом раду, излази да је дисперзија велика у јануару, мала у јулу, а карта то показује још јасније. Велика дисперзија влада целе године у северозападном, а знатно мања у јужном и југоисточном делу Европе. Дисперзија ваздушног притиска има у јануару вредности између 12,4 мм у Улеоборгу (Финска) и 5,4 мм у Истамбулу и Каљару (Сардинија), док се у јулу креће од 7,0 мм у Сторновеу (Хебридска Острва) и 2,2 мм у Палерму и Патрасу. То је разлог, што су линије истог растурања зими много збијеније, него лети.

Цртање изолинија за неку скаларну величину углавном је проблем инверсне интерполације са два аргумента (§ 4), одн. две независне променљиве. Тако се, код цртања изоплета поставља задатак да се одреде координате нарочитог климатског елемента за неко место, рецимо температуре. Он се своди на одређене аргументе поједине вредности функције двеју променљивих, које се налазе на карти у много тачака, али су неједнако расподељене. Климатолошким потребама је, обично, довољна линеарна интерполација.

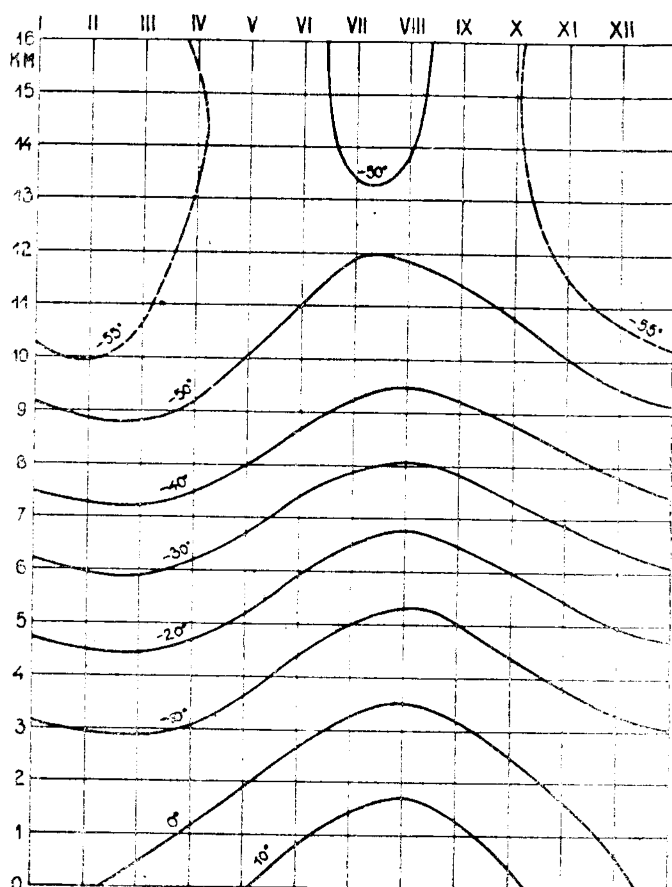
б. **Дијаграм изоплета.** — За цртање изоплета ће послужити, као други пример изолинија, вертикална расподела температуре у слободној атмосфери над Средњом Европом, према обради А. Вагнера

Таблица 94. — Годишњи ток температуре у слободној атмосфери над Средњом Европом до 16 км, у °C

висина	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	колеб.
16 км	−57,9	−57,1	−56,1	−54,8	−52,8	−50,6	**−49,1**	−49,3	−51,4	−54,5	−57,0	−*58,1*	9,0°
15	−57,7	−57,2	−56,6	−55,3	−53,1	−50,6	**−49,2**	−49,7	−52,1	−55,5	−57,1	−*57,9*	8,7
14	−*58,0*	−57,6	−56,8	−55,3	−53,2	−51,0	**−49,7**	−50,1	−52,1	−54,7	−56,8	−57,9	8,3
13	−*58,3*	−58,0	−56,9	−55,1	−53,0	−51,1	**−50,2**	−50,6	−52,1	−54,2	−56,2	−57,7	*8,1*
12	−*58,9*	−57,9	−56,0	−54,0	−52,4	−51,1	**−50,3**	**−50,3**	−51,3	−53,5	−56,2	−58,3	8,6
11	−*57,6*	−57,3	−55,7	−53,8	−52,0	−50,3	−49,0	**−48,3**	−48,9	−50,9	−53,8	−56,4	9,3
10	−54,4	−*55,1*	−54,4	−52,4	−49,7	−46,8	−44,7	**−43,9**	−44,8	−46,9	−49,7	−52,5	11,2
9	−49,2	−50,4	−*50,6*	−49,2	−45,8	−41,5	−39,7	**−36,8**	−38,3	−41,4	−44,7	−47,3	13,8
8	−43,3	−44,8	−*45,3*	−43,7	−39,8	−34,6	−30,6	**−29,2**	−31,0	−34,5	−38,2	−41,1	**16,1**
7	−36,0	−37,5	−*38,0*	−36,5	−32,4	−27,2	−23,0	**−21,9**	−23,9	−27,6	−31,2	−33,9	**16,1**
6	−29,0	−30,2	−*30,5*	−29,1	−25,4	−20,5	−16,4	**−15,0**	−16,7	−20,4	−24,2	−27,1	15,5
5	−21,9	−22,7	−*23,1*	−22,1	−19,0	−14,2	−9,8	**−8,1**	−9,8	−13,8	−17,8	−20,5	15,0
4	−15,7	−16,5	−*16,6*	−15,3	−12,0	−7,6	−3,8	**−2,5**	−4,3	−7,8	−11,6	−14,2	14,1
3	−9,3	−*10,5*	−*10,5*	−9,4	−6,4	−2,1	1,7	**3,1**	1,4	−2,3	−6,0	−8,5	*13,6*
2	−5,4	−*5,7*	−5,3	−3,9	−0,9	3,2	6,8	**8,2**	6,5	2,7	−1,3	−4,2	13,9
1	−*2,7*	−2,6	−1,2	1,2	4,7	8,7	12,2	**13,6**	11,9	7,7	2,9	−0,9	16,3
зем. повр.	−*1,5*	−0,9	1,8	5,4	9,5	13,3	16,3	**17,4**	15,7	11,3	5,6	0,8	**18,9**

[213]. Годишњи ток температуре на разним висинама изнесен је у таблици 94, а графички је ова расподела температура приказана на слици 46.

Температуре из таблице 94 уписане су у дијаграм на одговарајућим местима, где се пресецају вертикале, тј. поједини месеци, са хоризонталама, тј. висинама. После тога су сва места са истом температуром повезана кривима, као што показује слика 46. Те криве се, у овом случају, зову изотерме, јер везују места исте топлоте; код расподеле облачности зову се изонефе, код расподеле осунчавања изохеле, итд.



Слика 46. — Изоплете годишњег тока ваздушне температуре над Средњом Европом до висине од 16 км

На слици 46 су приказане, као што је споменуто, три промењиве; прва од њих је време, тј. месеци, нанесено на апсциси, друга је линеарна димензија, у овом случају висина, нанесена на ординати, док је трећа промењива обележје одређеног климатског елемента, у овом случају температуре, која је приказана кривима. Такав графички приказ зове се дијаграм изоплета (грч. πλῆθος = обилност, количина), одн. кривих које везују исту температуру на разним висинама и у разним месецима. Из ове слике се изводи следеће: 1) Годишњи ток температуре за било коју висину од земљине површине до 16 км може се одредити интерполацијом, идући са лева надесно у хоризонталном правцу. Овде треба споменути да управне линије у дијаграму означују 5 дан сваког месеца, као средњи датум аеролошких мерења; линије, дакле, вреде за 5 јануар, 5 фебруар, итд., а не означују средњи месечни датум. По томе би се температуре на одређеној висини могле одредити за сваки 10, па и сваки 5 дан у месецу, према температури за 5 датум код два узастопна месеца. 2) Опадање температуре са висином, од земљине површине до 16 километара, могло би се одредити дуж вертикалних линија за сваки датум у години, помоћу интерполације.

Приложени дијаграм показује јасно термичке супротности од висине око 11 км, односно од тропопаузе[1], наниже и навише. Изо-

[1] Тропопауза означује граничну површину између тропосфере и стратосфере.

плете су таласастог облика у тропосфери, донекле су паралелне једне са другима, али им се вредност смањује са повећавањем висине. У стратосфери су, напротив, изоплете готово вертикалне, што значи да на разним висинама — али у истом времену — влада подједнака температура.

Подаци у таблици 94 доводе такође до важних закључака. Из њих се види да стратосфера има, на истој висини, знатно мања годишња колебања температуре од тропосфере, даље да просечни екстреми температуре у слободној атмосфери над Средњом Европом настају у разним месецима, али са неком правилношћу. То се нарочито истиче код најхладнијег месеца. Најнижа средња температура над земљином површином је у јануару, па се — са висином — постепено премешта на доцнији месец, тако да на висини од 3 до 9 км влада у марту; највише се премешта на све ранији месец, те на висини од 15 и 16 км настаје у децембру. С друге стране је, од земљине површине до висине од 12 км, највиша средња температура у августу, а од 12 до 16 км јавља се у месецу јулу.

Вагнер тумачи те велике неправилности упливисањем три различита чиниоца: конвективних струја, ослобођене латентне топлоте при кондензацији водене паре, и топлотног зрачења. Деловањем првог чиниоца настајала би слична закашњавања најниже и највише ваздушне температуре, и сличне промене годишњег колебања температуре каква су у све дубљим слојевима тла. То се прилично испољава у најнижим ваздушним слојевима, док на већим висинама почиње дејство водене паре. Наиме, приземни ваздушни слојеви се хладе услед изгаравања, а на већим висинама, где настаје кондензација водене паре и образовање облака, термички градијенти се смањују са висином, нарочито лети. Другим речима, смањивање годишњег колебања температуре је, дејством водене паре, доле убрзано, горе успорено. Сем тога се, од облачног појаса, појава најниже средње температуре више задоцњава од појаве највише средње температуре, јер водена пара не спречава процес загревања, али хлађењу делује насупрот својом кондензацијом, одн. ослобађањем латентне топлоте. Топлотно зрачење, најзад, проузрокује брже загревање високих слојева слободне атмосфере од загревања конвективном струјом, услед чега се најнижа и највиша температура у високим слојевима помакну на ранији месец, децембар одн. јул.

Све поменуте разлике и неправилности у годишњем току температуре никако се не могу уочити у графичком приказу, слика 46, ма да је он нацртан по истим подацима, на основу којих су добијени напред наведени закључци. То је разлог, што се — ради потпуног објашњења климатских услова — морају узети у обзир и бројне вредности, изнесене у таблици 94.

Дијаграми изоплета су, при свим недостацима, често драгоцене илустрације разних климатолошких прилика. Карта изолинија је најважнија и неопходна примена овог општег метода. Отстојање између две изолиније је у обрнутој сразмери са градијентом посматраног елемента, док је густина изолинија (збијеност) пропорционална интензитету просторне варијације дотичног елемента. Тако, например, вертикалном отстојању од 2666 м, између изоплета од -40^0 и -50^0

у месецу јулу (слика 46), одговара градијент од 0,37°, док отстојању од 1266 м, између изоплета од −30° и −40° у месецу јуну одговара преко двапут већи градијент од 0,79°.

Треба још споменути да карта изолинија не сме бити пренатрпана. Тако су у слици 46 уцртане само изоплете за сваких 10°. Могле би се још уцртати и међулиније за сваких 5°, али даље не би требало ићи.

в. **Тродимензијални графички приказ.** — Трећи пример показује, у три димензије, расподелу примљене дневне количине Сунчевог зрачења на горњој граници атмосфере, по подацима Винера [214], при различитим лонгитудама Сунца и на разним географским ширинама. На слици 47 наначесене су на оси *AB* лонгитуде Сунца, на оси *AD* географске ширине, а у правцу треће осе, управне на раван четвороугаоника *ABCD*, одговарајуће дневне количине примљеног сунчевог зрачења. Оне су изражене разним дужинама линија према одређеном размеру: приближно је 0,1 јединица = 4,3 мм. Да би се добиле стварне средње дневне количине примљеног сунчевог зрачења, морају се вредности Винера помножити са вредношћу соларне константе $I_0 = 1{,}94$ г-кал/см²/минут. Цртеж је узет из знаменитог рада М. Миланковића [215], као и објашњење тога тродимензијалног графичког приказа.

Крајње тачке појединих дужина линија показују усталасану површину, која претставља варијације примљених количина сунчевог зрачења у току године.

При лонгитуди Сунца $\lambda = 0$, дакле при пролетњој равнодневици, крива *AED* (= *BRC*) је једноставна косинусоида. Расподела дневне количине сунчевог зрачења у правцу меридијана и средњег осунчавања упоредника следује, у томе дану, једноставном закону: ове две количине су пропорционалне косинусу географске ширине, које имају максимум на екватору, а ишчезну на половима.

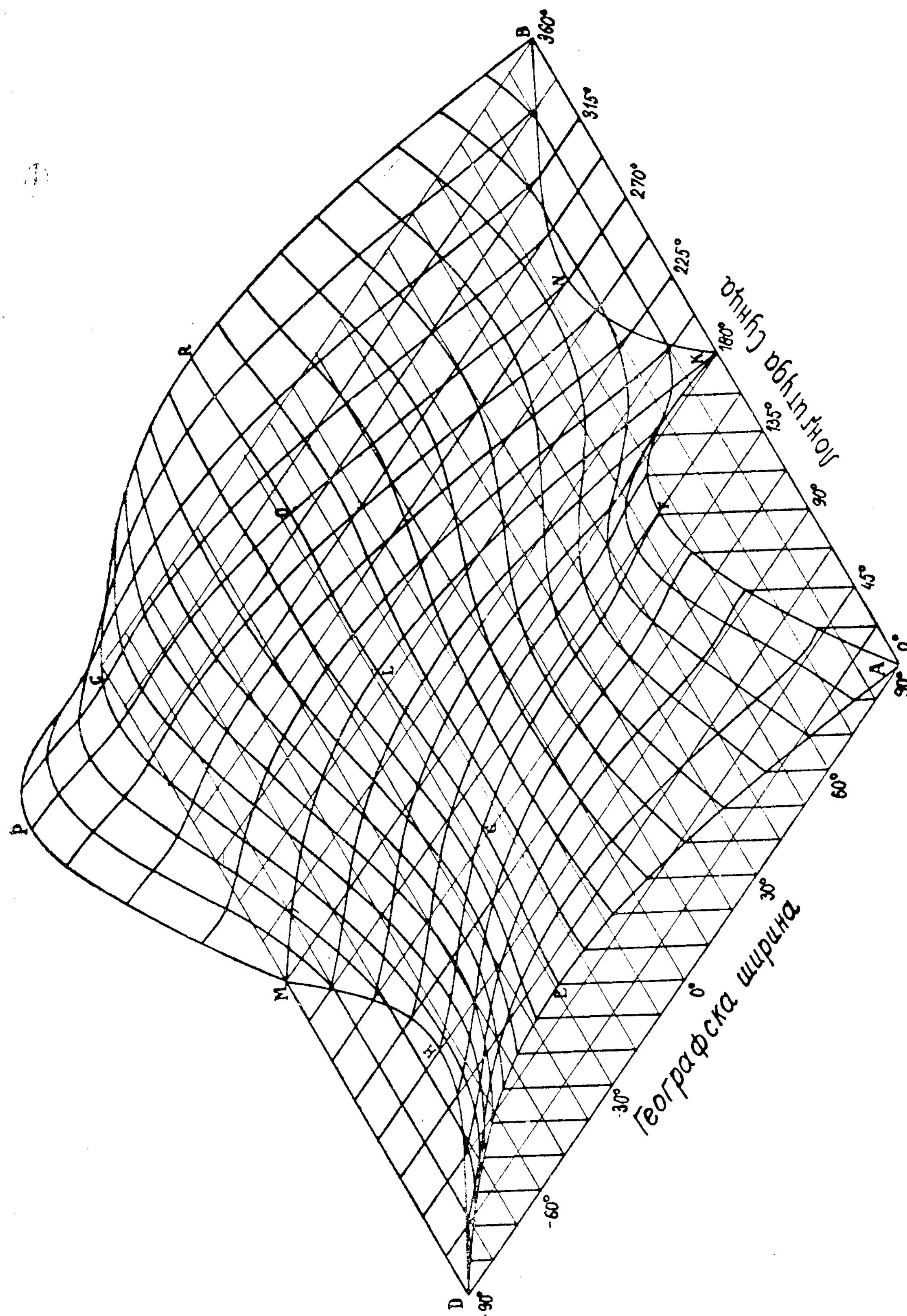
Али се ова расподела нагло мења са променом у лонгитуди Сунца. Максимална количина примљеног дневног зрачења помера се од екватора према северу; осунчавање северних поларних крајева нагло се повећава, док све већи предео око јужног пола остаје без сунчевог зрачења.

При лонгитуди Сунца $\lambda = 90°$, тј. у добу летњег солстиција, расподела количине дневног зрачења је приказана кривом *FGH*. Северни пол добија тада максимум дневног зрачења од 0,385 јединица, док се споредни максимум од 0,355 јединица налази на ширини од 43° 33.6′, али се на јужном стожернику количина дневног зрачења смањи на нулу и цео антарктички појас остаје без сунчевог зрачења. Од тога дана почињу супротне промене.

Дневна количина примљеног сунчевог зрачења је при јесењој равнодневици (лонгитуда Сунца $\lambda = 180°$) опет приказана једноставном косинусоидом *KLM*, дакле настане иста расподела као при пролетњој равнодневици.

У добу зимског солстиција, када је лонгитуда Сунца $\lambda = 270°$, расподела дневне количине сунчевог зрачења је означена кривом *NOP*, која је слична кривој *HGF*, али има много издуженије ординате.

У томе дану је дневна количина примљеног сунчевог зрачења на јужном полу 0,412 јединица, а споредног максимума на ширини од $-43^0\ 33.6'$



Слика 47. — Расподела примљене дневне количине сунчевог зрачења на горњој граници атмосфере при различитим лонгитудама Сунца и на географским ширинама од северног до јужног пола (по М. Миланковићу)

0,380 јединица. Те веће вредности су последица чињенице, што је Земља — при зимском солстицију — блиска перихелу, док је у летњем солстицију близу афхела.

Тродимензијални цртеж је најтачнији начин графичких приказивања, али је — уједно — и најтежи, јер је за њега потребан дуготрајан и веома пажљив рад при уношењу вредности на трећу осу, у вертикалном правцу. У горњем примеру има 255 унесених вредности те се овај метод стога ретко употребљује. Једини је недостатак, што добијен резултат није довољно прегледан, услед многобројних правих линија на мрежи ординате и апсцисе.

Б. МЕТОДИ АНОМАЛИЈА

97. **Расподела температуре у планинским крајевима. Одређивање вертикалног градијента.** — Температура се мења са географском ширином и дужином, у зависности од неједнаких истовремених висина Сунца на разним ширинама, одн. од расподеле земљине површине на водене и копнене масе. Температура се, поред тога, мења и према висини, и то око хиљаду пута брже, него што се мења од нижих према вишим ширинама. То би изазвало велику тешкоћу при описивању географске расподеле температуре у континенталним пределима било у хоризонталном или у вертикалном правцу.

Поменута тешкоћа је, међутим, знатно олакшана тиме, што половину целокупне површине копна (53,7%) заузимају низије до висине од 200 метара, док приближно две трећине копна (65,0%) нема већу висину од 400 метара [216]. На тај се начин планински венци и масиви са већом висином од 2000 м јављају само као регионални поремећаји ниске копнене површине. То значи, дакле, да промене температуре са висином у планинским крајевима имају, уопште, незнатан утицај на општи правац пружања изотерми над земљином површином.

Доста су другачији услови у нашој земљи. Код нас, од целе копнене површине у границама Југославије од 1941 долази на поједине висинске појасеве оволико квадратних километара и процената од целе државне територије [217]:

преко 2000 метара	1,231	км²	=	0,4%
1500—2000 „	8,172	„	=	3,3%
1000—1500 „	34,720	„	=	14,0%
500—1000 „	67,848	„	=	27,4%
200— 500 „	62,853	„	=	25,3%
0— 200 „	72,718	„	=	29,6%
укупно	247,542	„	=	100,0%

На висине до 500 м долази, по овим подацима, око 55% од целе државне територије, а око 18% на веће висине од 1 км.

Ови услови су нешто измењени после Другог светског рата, повећавањем државне територије на северозападу и западу.

Наравно, при испитивању климатских прилика у одређеном планинском крају не могу се никако мимоићи разлике у рељефу земљишта и у његовим неједнаким висинама, јер је тамошње поднебље условљено баш овим чиниоцима.

Познато је да се промена температуре за јединицу висинске разлике, тј. за један хектометар (= 100 м), зове в е р т и к а л н и т е р м и ч к и г р а д и ј е н т или вертикални градијент температуре. Овај је

п о з и т и в а н ако температура опада са висином, а **н е г а т и в а н** је ако се температура у истом правцу повећава. Последња појава зове се **и н в е р з и ј а т е м п е р а т у р е.**

Вертикални градијент температуре може се одредити на два начина: 1) По једном начину се прорачуна разлика у истовременој температури два оближња места на разним висинама, и ова се подели са одговарајућом разликом у висини. Ако су ове разлике одређене код већег броја станичних парова, изведе се просечна вредност из свих добијених вертикалних градијената. Х а н је препоручивао овај метод; његово преимућство је у томе, што се већ из неколико парова станица добије приближна вредност вертикалног градијента. — 2) М а у р е р се служио другим методом [218], по коме се сва места у неком планинском крају распореде према њиховим висинама, образују се поједини висински ступњеви, и за сваки од њих се изведе просечна висина са одговарајућом просечном температуром. Помоћу ових вредности се прорачуна просечни вертикални градијент за два узастопна висинска ступња, као и за целу висинску разлику. Овај метод изгледа да је тачнији и бољи.

За пример овог метода је узета околина Бјелашнице. Ту је, на отстојању до 41 км од планинског врха, постојало 11 метеоролошких станица. Оне су расподељене отприлике на појасеве од 400 метара и добијене су оволике просечне висине и просечне годишње температуре [219]:

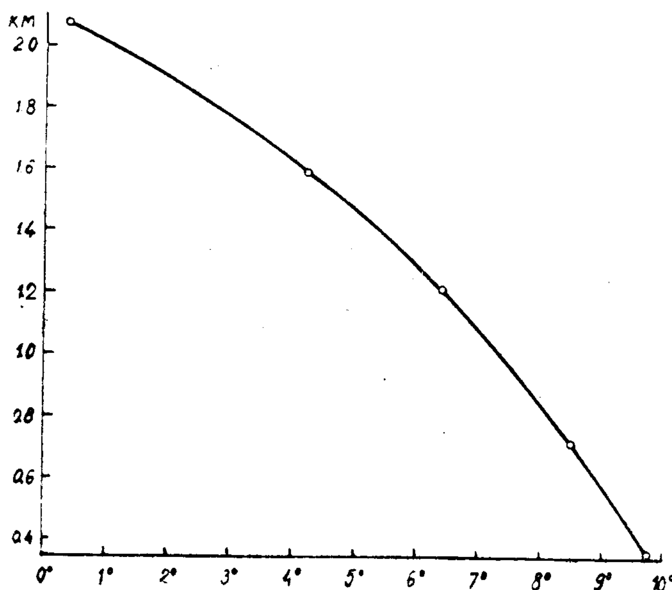
број станица	прос. висина	прос. год. темп.	прос. градијент
1	2067 м	0,3°	
			0.84°
1	1600	4,2	
			0.58
2	1222	6,4	
			0.42
5	724	8,5	
			0.38
2	388	9,8	

К о н р а д наводи, с пуно разлога, да одређена места добијају различите градијенте при њиховом прорачунавању на два споменута начина [18, стр. 176] и то тако, што метод станичних парова даје веће вредности. Например, просечан вертикални градијент је на северној страни Алпа према првом методу 0,55°, према другом, 0,507°. У околини Бјелашнице су просечни градијенти за целу висинску разлику између најниже и највише станице по првом и другом методу 0,63° одн. 0,58°. Ове разлике, дакле, нису незнатне и свакако су систематске.

Али је утврђено да су вертикални градијенти температуре у истом планинском крају врло различити код разних станичних парова. Тако је, у околини Бјелашнице, годишњи градијент између Праче и Бјелашнице ($\Delta h = 1375$ м) 0,51°, између Сарајева и Бјелашнице ($\Delta h = 1462$ м) 0,60°; знатно је већи градијент између слободних врхова Требевића и Бјелашнице ($\Delta h = 467$ м) 0,84°. Слично је и у другим планинским крајевима.

Т о л н е р се нарочито бавио утицајем великмх узвишења на ваздушну температуру у Источним Алпима [220]. По његовим и Л а у ш е р о в и м прорачунавањима [221], ваздушна температура у нижим слојевима не опада са висином линеарно; тек од 1700—1800 метара

навише настаје равномерно и јаче опадање температуре. То се јасно види и из слике 48, у којој је приказано опадање температуре са висином у околини Бјелашнице, према раније наведеним подацима. Овде је опадање температуре равномерније и јаче отприлике од 1600 метара, дакле сасвим слично као у Источним Алпима.



Слика 48. — Опадање годишње температуре са висином у околини Бјелашнице

Просечан вертикални термички градијент не сме се одредити за Источне Алпе, услед сложеног опадања температуре са висином, него увек градијент између два одређена нивоа, као што показује таблица 95. Из ње се непосредно види и ово: Што су нижа оба нивоа, тим мање вредности се добијају за опадање годишње температуре са висином. Ова таблица уједно указује зашто су разни писци до почетка овог века извели толико различите градијенте годишњих температура за Швајцарске и Аустриске Алпе.

Таблица 95. — Средњи годишњи градијент температуре између појединих висинских ступњева у Источним Алпима (по Х. Толнеру)

између висине тла на:	300 м	500 м	800 м	1200 м	1600 м
и 3000 м	0,53	0,53	0,56	0,60	*0,62*
2000	0,47	0,48	0,51	0,59	*0,62*
1500	0,42	0,40	0,42	*0,46*	
1000	*0,40*	*0,36*	*0,39*		
500	0,50				

98. **Редукција температура на одређен ниво и њихов графички приказ.** — Велике тешкоће за сваку редукцију температура на неки ниво настају услед особене структуре вертикалних термичких градијената у планинским крајевима, ма да је то најобичнији начин приказивања температурних прилика у неком пределу са изразитим рељефом земљишта. Одиста се утврдило да код вертикалних градијената постоје огромне разлике. Например, Обир (2044 м) је 1 фебруара 1914 био за 17° топлији од Целовца (450 м), што одговара врло великој инверзији, односно градијенту од —1,07°, док је — у истом периоду — Семеринг (1005 м) био више дана за 11° топлији од Беча (202 м), што одговара градијенту од -1,37° [222]. С друге стране настају у Источном Туркестану понекад знатно прекоадијабатски

градијенти [223]. Тако, Лукчун (– 17 м) има у марту средњу температуру од 7,7°, Урумци (905 м) од –7,4°, те вертикални градијент износи 1,64°. Прекоадијабатских градијената има и на Јадранском Приморју, око Горског котара и у Боки Которској. Ипак се просечне вредности градијената у планинским пределима мењају између 0,36° и 0,67° или — у средњу руку — од 0,55° до 0,62°. При таквим околностима би се морале вршити нарочите редукције у сваком планинском пределу, и рад би стога био невероватно отежан.

Са практичног и научног гледишта је повољније да се за све крајеве и за све месеце одн. годишња доба узме исти редукциони фактор, а најједноставнији од њих је 0,5°. Јулиус Хан је то одавна предложио, јер је поменути фактор доста близак стварним средњим градијентима појединих планинских крајева и са њим се најлакше рачуна [224]. Али се, при томе, све високе станице са врхова и стрмијих падина не смеју узети у обзир, него само станице у долинама и на странама са мањим нагибима. Неповољност код примене овог начина редукције је у томе, што би делови земљине површине са већим вертикалним градијентом од 0,5° изгледало да су хладнији, а они са мањим градијентом као да су сувише топли.

Хамберг је, из овог разлога, употребио за изотермне карте Шведске познате Вилдове градијенте: 0,25° за децембар, 0,61° за јун и 0,47° за годину [225] и помоћу њих је извршио редукцију температура код шведских станица на морски ниво. Хелман је, много доцније, поступио на исти начин при конструкцији изотерми Немачке [226]. То је земља са густом станичном мрежом, те су за опадање температуре са висином добијене доста подударне вредности: 0,40° за јануар, 0,64° за јул и 0,56° за годину. Хелман је помоћу њих извршио редукцију на морски ниво.

Ипак, ни употреба другачијих градијената од 0,5° за изотермне карте не би довела до бољих резултата, већ би једино пореметила једнообразност. Треба, шта више, нагласити колико би важно било да се само вертикални градијент од 0,5° примени за редукцију температура на исти ниво, јер би се иначе уништила упоредљивост. При томе треба употребити само она места која немају сувише велику разлику у висинама, као што је споменуто раније. Што неки крајеви, при томе, изгледају као да су хладнији или топлији од стварности, то би било баш неко преимућство овакве редукције, јер се у изотермним картама јасно истичу као термичке аномалије. Ако би се, за изразито планинске пределе спровела редукција према стварним средњим градијентима појединих месеца, као што је учинио Хамберг, тада — например — не би дошла до изражаја изванредна зимска хладноћа у Целовачком басену (§ 32) или у високим швајцарским долинама.

Редукција температуре на морски ниво, t_0, помоћу градијента од 0,5° прорачунава се следећом једначином

$$t_0 = (t_h + 0{,}005\,h)\,^{\circ}\mathrm{C}\,. \qquad (130)$$

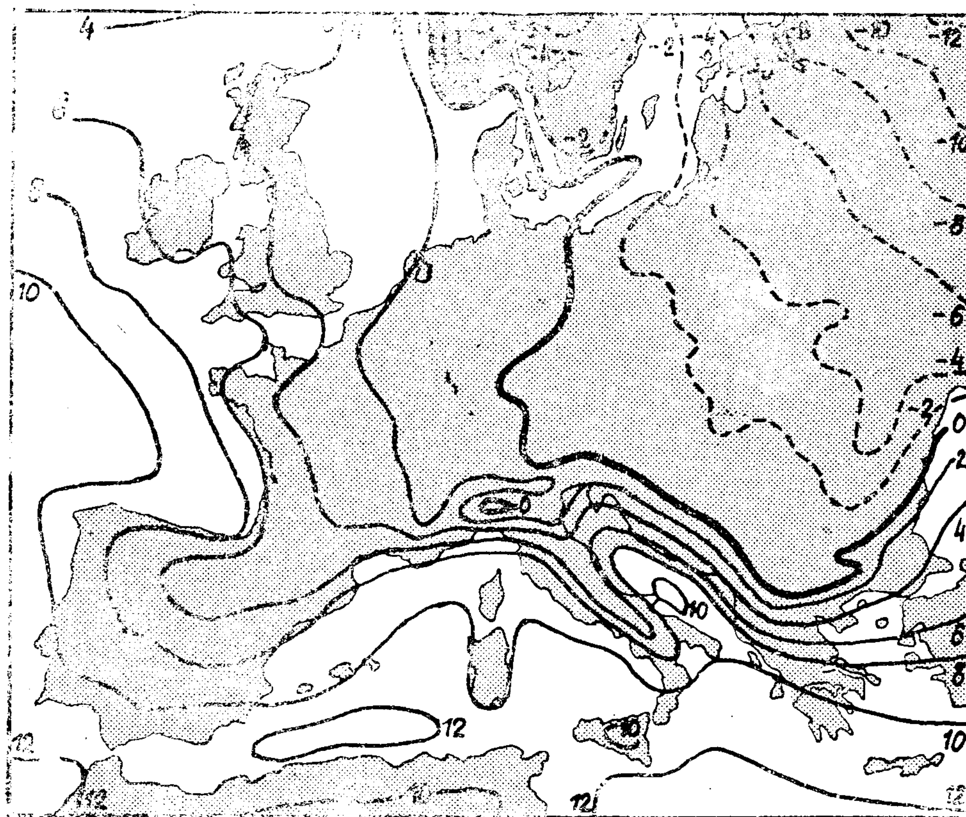
у којој је h висина у хектометрима, t_h температура на висини h. Ако је $h = 656$ м, тада се горња формула може написати у виду

$$t_0 = (t_h + 6{,}56 \times 0{,}5^{\circ})\,. \qquad (130a)$$

Гдегде је, међутим, згодније узети неки други ниво, место морске површине. Например, велика висораван у близини планине може дати вероватније редуковане температуре.

Велика погодност изотермних карата са редукованим вредностима на одређен ниво је и у томе, што омогућавају да се, за било које место, може лако прерачунати његова стварна одн. нормална вредност помоћу редукционог фактора, али под условом да је позната надморска висина дотичног места. Например, ако је неко место на висини од 656 м и ако су изотерме редуциране на морски ниво, а редукциони фактор ако је 0,5°, треба све месечне температуре смањити заокружено за 3,3° (= 6,56×0,5°).

Све наведено доводи до закључка да редукција температуре на одређен ниво даје добре резултате на равном или заталасаном пределу, као и у бреговитим крајевима, где доста незнатне висинске разлике немају већи утицај. Али, редуциране изотерме код малих планинских крајева, са изразитим рељефом и са великим разликама у висини, могу обманути и не довести до оних циљева, који се очекују од картографског приказа.



Слика 49. — Карта Средње Европе са редукованим изотермама јануара на морски ниво (по В. Горчињском)

Примера ради приложена је карта Средње Европе са редукованим јануарским изотермама на морски ниво (слика 49). При изради ове карте употребљене су све наведене напомене у овом параграфу да би се добиле што поузданије изотерме. Слика 49 јасно показује како се

јануарске изотерме над Средњом Европом углавном пружају меридијанским правцем. Таква расподела температура условљена је преношањем топлог океанског ваздуха преовлађујућим западним ветровима, чије се дејство смањује са повећаном континенталношћу, и потпуно спречава снижавање температуре на вишим географским ширинама. Другачије је у медитеранској области, где се изотерме поглавито пружају правцем упоредника, и ако подлеже знатним поремећајима, услед неједнаке расподеле мора и копна [7[5], стр. 42].

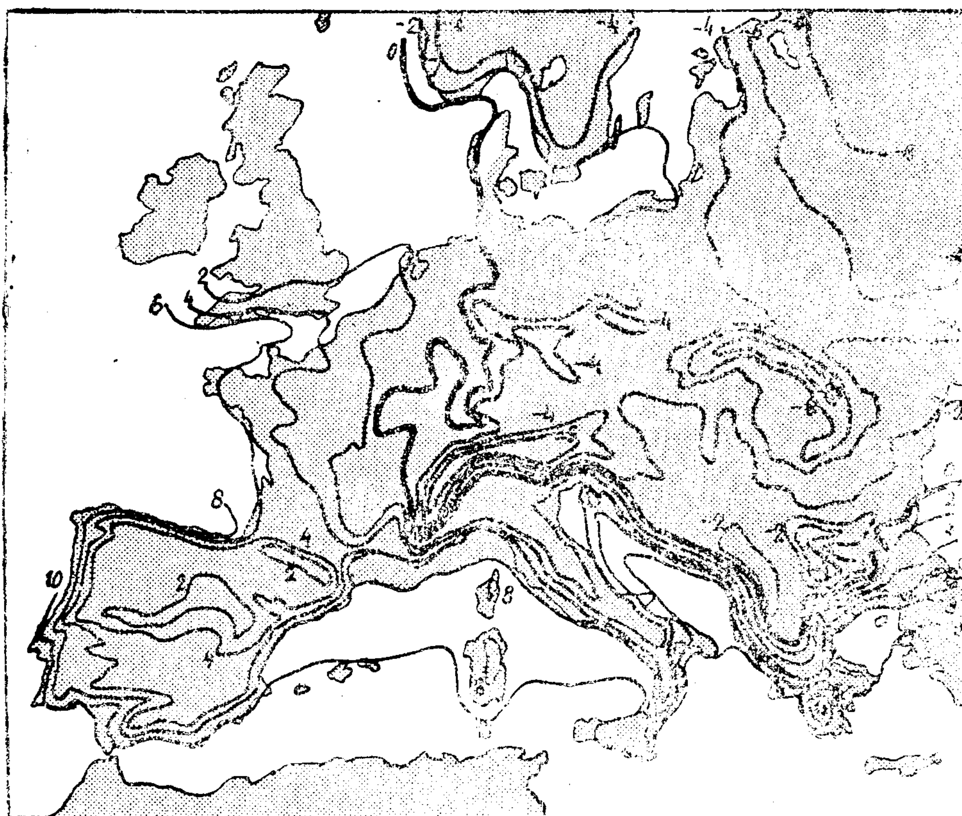
99. **Картографски приказ стварних температура.** — Да би се избегла сумњива редукција температуре на одређен ниво и да би се задовољиле практичне потребе, Јохансон је применио „стварне" температуре, тј. просечне температуре сваког места на одређеној висини, за географски атлас Скандинавије [227]. Хидрографски централни биро у Бечу издао је 1934 и поново 1947 карте Аустрије са стварним одн. нередукованим температурама. Али је код првог издања упозорено да веома разграната орографија Аустрије не може доћи до изражаја у изотермама, услед размера карте 1 : 750.000 [220, стр. 35[7]]. Тога ради је у температурном профилу између Ајзенерцен Алпа и долине Енса настала нетачност до 4,5⁰ из техничких разлога.

При изради изотермних карата са стварним температурама постоје две могућности [1 *b*, стр. 275]: 1) Област која је највећим делом под планинама, као што је Швајцарска. Ту би се могле уцртати сигурније изотерме, на основу стварних температура, ако је станична мрежа изванредно густа. Иначе би правац изотерми био сасвим несигуран; криве би прелазиле преко долина и коса, понора и гребена, што је сасвим погрешно. 2) Огромна област, али са високим планинским венцима сразмерно малог пространства и са незнатним бројем планинских станица, као што су Сједињене Америчке Државе. Стварне температуре планинских станица у овој области мало утичу на општи правац изотерми. — Графички приказ расподеле температура у бреговитим крајевима и на пространим равницама доста се незнатно разликује од редуцираних изотерми услед мањих разлика у висини појединих станица.

Недовољан број планинских станица је узрок, што се — ради тачније конструкције изотермних карата — морају изводити несигурне и сумњиве редукције температуре, и то од долинских станица навише. Ради предострожности се, у споменутим аустриским картама, изотерме нису уцртавале у највишим планинским крајевима. У јулу су изотерме уцртане само до – 10⁰, чиме су избегнуте велике погрешке. Треба нарочито истаћи да изотермне карте са стварним температурама дају драгоцене и тачне податке за долинска дна и за ниже делове долинских страна, које су под културама, али се то не може рећи за велике висине.

Колико успевају покушаји да се прикаже стварна расподела температуре зависи много од размера карте. Карте великог размера се, наравно, не могу приказати у научним расправама и уџбеницима, али се репродукције са већих карата могу изнети у знатно смањеном размеру.

Правац пружања реалних изотерми над земљином површином упливисан је пре свега вертикалном разграном земљишта, тако да се криве прилагођавају изохипсама, одн. линијама истих висина, што доста јасно показује слика 50. Стварне изотерме знатно отступају од правца редуцираних изотерми у крајевима изразитог рељефа земљишта, што се нарочито истиче изнад Алпа и Карпата. У великим равницама, какве су у западном делу Француске и у Пољској, јавља се поново тежња за меридијанским правцем пружања реалних изотерми. Упоређењем



Слика 50. — Стварне изотерме јануара над Европом (по Е. Алту)

слика 49 и 50 долази се до закључка да стварне изотерме више следују рељефу земљишта, услед чега су збијеније једне уз друге, док се то огледа у знатно ублаженом виду код редуцираних изотерми на морски ниво [75, стр. 63].

Наравно, не треба заборавити да је графички приказ расподеле стварних температура над земљином површином тачан само у основним цртама. Никако се не сме сматрати да он замењује исцрпне податке у таблицама. Шта више, унесен број метеоролошких станица за израду такве изотермне карте никад није довољан, услед велике разноликости рељефа. Конрад стога препоручује [1 *b*, стр. 275] да се поред имена сваке станице или њеног симбола упише бројем средња стварна температура, слично уписивању висине на специјалним географским картама, под претпоставком да то неће упливисати на јасноћу и прегледност карте (в. § 96 на крају првог примера). Тиме би сваки био у стању да проверава правце уцртаних изотерми и да их, по потреби, мења према личном нахођењу.

100. **Аномалије и изаномале.** — Изотермна карта за цео свет показује општу расподелу температура у одређеном делу године. Она је произведена 1) равнотежом између примљеног сунчевог зрачења и издатог терестриског зрачења на хомогеној земљиној површини, с једне, и 2) налегајућег поремећајног поља, које настаје поремећајима хомогене земљине површине, као што су океанске и копнене површине, њихово неједнако загревање и хлађење, океанске струје, преовлађујућа атмосферска струјања, итд., с друге стране. Ако би се хтело да се одвоје дејства те две произведене температуре, то би се постигло 1) одређењем средњих температура појединих упоредника, које приказују расподелу топлоте под утицајем зрачења и израчивања на хомогеној земљиној површини и 2) одређењем разлике између средњих температура појединих места и средњих температура њихових упоредника.

Дове је дошао на ту помисао још пре једног века [228]. Он је на основу својих изотермних карата дошао до важног уопштавања код географске расподеле температура над земљином површином, које се показало као корисно и за теорију. Дове је помоћу тих карата прорачунао средње температуре сваког десетог упоредника на тај начин, што је на пресецишту сваког 10° меридијана са неким упоредником одредио температуру. Тих 36 вредности је сабрао, збир је поделио са 36 и тако је добио „нормалну“ температуру дотичног упоредника.

Помоћу нормалних температура појединих упоредника, Дове је могао изводити закључке о општим особеностима расподеле топлоте над земљином површином и, што је још важније, могао је утврдити који су њени делови топлији или хладнији од просечног топлотног стања неке географске ширине. То је Дове одређивао отступањем средње температуре некога места од средње температуре његовог упоредника и назвао га је термичком аномалијом (§ 15). Ако се аномалије одреде за велики број места моћи ће се добити графички приказ на исти начин као и за расподелу температуре. У овом случају се линије истих термичких аномалија зову изаномале.

За прорачунавање аномалија најбоље је употребити средње температуре упоредника по прорачунавању Мајнардуса, који је за високе јужне ширине употребио резултате последњих антарктичких експедиција од 1909 до 1916, а за остале ширине је извршио мање исправке [229]. Ти подаци налазе се у таблици 96 за средњи месец сваког годишњег доба и за годину [142, стр. 180]. Поред њих је уписан удео копна, у процентима целог упоредника, по прорачунавању Балдиа од 80° сев. до 65° јуж. шир. [230], као и средња температура површинског слоја океанске воде по Кримелу [231].

Мајнардус је одредио средње температуре за сваки 5° геогр. шир., а за практичне потребе треба извршити интерполацију за сваки упоредник, јер се само тако могу извести аномалије и за сва остала места, која су на другим географским ширинама од наведених у таблици 96.

Да би се видело колике су разлике између стварних температура и аномалија, рецимо у месецу јануару, узето је пет места на разним

Таблица 96. — Средње температуре упоредника (по В. Мајнардусу и другима)

геогр. шир.	средња температура					удео копна у %	сред. темп. повр. океана
	јануар	април	јул	октобар	година		
90° *N*	*−41,0°*	*−28,0°*	*−1,0°*	*−24,0°*	*−22,7°*	0,0	−1,7°
85	−38,1	−26,5	0,3	−22,2	−21,2	—	−1,7
80	−32,2	−22,7	2,0	−19,1	−17,2	19,5	−1,7
75	−29,0	−19,0	3,4	−14,0	−14,7	23,9	−1,2
70	−26,3	−14,0	7,3	−9,3	−10,7	53,1	0,7
65	−23,0	−7,3	12,4	−4,1	−5,8	76,4	3,1
60	−16,1	−2,8	14,1	0,3	−1,1	61,0	4,8
55	−10,9	1,8	15,7	2,9	2,3	55,2	6,1
50	−7,1	5,2	18,1	6,9	5,8	57,7	7,9
45	−1,7	10,4	20,9	11,5	9,8	50,6	10,8
40	5,0	13,1	24,0	15,7	14,1	45,1	14,1
35	9,6	17,0	25,8	18,9	17,2	41,8	18,3
30	14,5	20,1	27,3	21,8	20,4	43,4	21,3
25	18,7	23,2	27,9	24,6	23,6	37,0	23,7
20	21,8	25,2	**28,0**	26,4	25,3	31,5	25,4
15	24,0	26,7	27,9	**27,0**	26,3	25,7	26,6
10	25,8	**27,2**	26,9	26,9	**26,7**	24,2	27,2
5	26,3	26,8	26,2	26,3	26,4	22,1	**27,4**
0	**26,4**	26,6	25,6	26,5	26,2	22,3	27,1
5 *S*	26,4	26,5	24,9	26,0	25,8	24,1	26,4
10	26,3	25,9	23,9	25,7	25,3	20,2	25,8
15	25,9	25,2	22,3	24,4	24,4	22,7	25,1
20	25,4	24,0	20,0	22,8	22,9	23,8	24,0
25	24,3	21,8	17,5	20,6	20,9	22,9	22,0
30	21,9	18,7	14,7	18,0	18,4	20,4	19,5
35	18,7	15,2	11,8	15,3	15,2	8,8	17,0
40	15,6	12,5	9,0	11,7	11,9	3,8	13,3
45	12,3	8,0	6,2	8,0	8,8	3,1	9,9
50	8,1	6,3	3,4	5,4	5,8	1,9	6,4
55	5,0	1,8	−2,4	0,8	1,3	1,0	3,1
60	2,1	−2,5	−9,1	−4,0	−3,4	0,0	0,0
65	−0,7	−7,2	−16,1	−8,8	−8,2	0,6	−1,2
70	−3,5	−13,6	−23,0	−14,4	−13,6	71	−1,3
75	−6,8	−21,5	−30,8	−21,7	−20,2	100 ?	−1,7
80	−10,8	−28,8	−39,5	−30,0	−27,0		
85	−13,0	−33,7	−45,5	−33,6	−31,4	100	
90	*−13,5*	*−36,0*	*−48,0*	*−35,0*	*−33,1*	100	

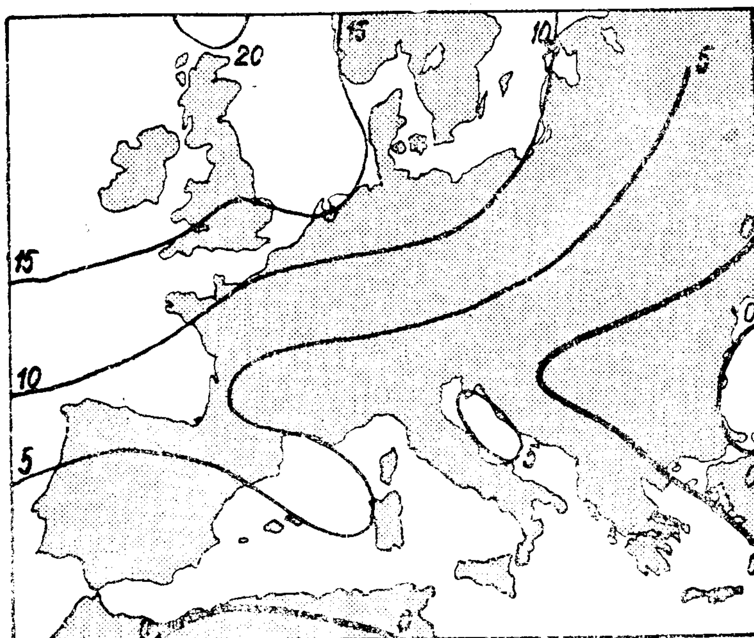
географским дужинама, али приближно на 50° сев. шир., на којој је нормална јануарска температура −7,1°. По њима се дошло до овог резултата:

место	Сили Острва	Вирцбург	Кијев	Камишин	Актјубинск
геогр. дуж.	6° 18′ W	9° 56′ E	30° 30′	45° 24′	57° 15′
температура	7,7°	−0,8°	−6,0°	−10,8°	−15,6°
аномалија	14,8°	6,3°	1,1°	−3,7°	−8,5°

По овом примеру излази да се на нормалну температуру 50° сев. шир. наилази тек источно од Кијева, отприлике 2550 км далеко од западне обале Европе.

Због велике важности метода аномалија, приложена је за Средњу Европу и јануарска карта изаномала температуре на слици 51. Она показује изванредну повољност топлотних прилика баш у хладном

годишњем добу. Највећи део Европе има на овој карти позитивне термичке аномалије. Чак и Београд има у јануару аномалију од $+1{,}3^0$, што се из карте не види. На делу Атланског Океана северно од Шкотске, који је преплављен топлом водом Голфске струје, ваздушне температуре су око 20^0 више од средње температуре одговарајућих упоредника. Али се вишак топлоте смањује са повећањем континенталности места, што се види и из предњег примера за места на 50^0 сев. шир. Сразмерно мали је вишак топлоте и над Средоземним Морем,



Слика 51. — Изаномале температуре у јануару (по Е. Алту)

али су позитивне аномалије ипак веће од 5^0 између Корзике и Балеарских Острва и над северном половином Јадранског Мора. Слив доњег Дунава и околни крајеви имају незнатне негативне аномалије температуре.

Много се јасније истичу утицаји неједнаке расподеле континената и океана, као и океанских струја, ако се упореде изотермне карте са одговарајућим картама изаномала за цео свет. Тада се види да велике термичке аномалије постоје на северној хемисфери, где простране површине континената и океана заузимају цео умерени појас, док су на сразмерно хомогеној океанској јужној хемисфери девијације од средње температуре упоредника знатно мање.

Како су океани зими топли, а континенти хладни делови земљине површине, изотерме су на умереном појасу северне хемисфере у јануару јако извијене према северу над океанима, и то нарочито при источним обалама, а према југу над континентима. У области Јакуцка се чак јављају затворене изотерме, које означују језгро хладноће. Што су ниже географске ширине, тим мање правци изотерми отступају од упоредника.

Поменуте термичке разлике се још боље истичу код јануарских изаномала, јер су оне већином затворене, више елиптичког облика.

Позитивне аномалије се налазе над океанима, негативне, над континентима. Највеће позитивне аномалије су дуж источног дела океана на умереном појасу, где преовлађују топле океанске струје, и на суседном западном крају континента. Северозападна Европа има екстремну позитивну термичку аномалију, пошто је једно место на обали Норвешке, око стожерника, за 25° топлије од нормалне топлоте његовог упоредника, док је на пучини Атлантика, око 300 км западно од Лофотских Острва, аномалија већа од 28° [232, стр. 9]. Екстремна негативна аномалија ограничена је на поменуто језгро хладноће. Ту је температура до 24° нижа од средње температуре одговарајућих упоредника.

Лети је стање супротно, пошто се над океанима јављају негативне, над континентима позитивне аномалије, али у знатно мањој размери, него зими.

101. **Даље примене аномалија и изаномала. — а) Аномалија трајања одређене температуре.** — Као први пример примене аномалија узето је трајање одређене средње дневне температуре. Често је нужно да се за практичне потребе нађе погодан начин, којим би се могла чинити упоредна регионална посматрања температуре. Пошто редукција температуре на одређен ниво није довољно сигурна, пажња се обратила трајању неких граничних дневних температура, например од 0° и ниже, од 5° и више итд. Кепен је предложио овај метод још 1884 [54], о њему је писао и 1926 [60], а нарочито су га применили Бил и Мезе [55].

Трајање средње дневне температуре од 5° или 6° и више зове се вегетациони период (§ 43). Конрад је, у сарадњи са Билом [233], прорачунао те периоде обичном интерполационом једначином, тј. помоћу датума у којима просечна температура пресеца одређене границе (§ 42), за 122 станице у Доњој Аустрији до висине од 2500 метара. Станице су раздељене у неколико група према висинским ступњевима. За сваку од тих група прорачуната је средња висина и одговарајуће средње трајање температуре од 5° и више, што је приказано у таблици 97.

Ако се вредности h из таблице 97 нанесу на ординату, вредности d на апсцису, и ако се тачке пресека повежу линијом, видеће се да је она углавном права.

Таблица 97. — Средње трајање (d) дневне температуре од 5° и више за средњу висину (h) појединих група са одговарајућим бројем (n) станица у Доњој Аустрији (по В. Конраду)

станична група	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
n	17	37	15	12	13	16	9	3
h у метрима	172	247	350	455	551	771	981	1572
d у данима	231	229	221	214	206	194	187	154
опаж. — прорач.	1	3	0	—1	—3	—3	2	1

Али се Конрад двоумио да ли је овај метод погодан за примену. Јер, појединим метеоролошким станицама одговарају насеља прилагођена облицима планинског или бреговитог земљишта. Када би се ста-

нице неког висинског интервала сјединиле у групе, могло би се лако десити да су то све насеља на одређеним, присојним долинским странама или да су то све насеља у басенима. Тиме би се, наравно, добио одређен висински ступањ индивидуалног уместо просечног обележја, а то није никако намеравано.

Конрад је, тога ради, из груписаних станица у таблици 97 извео аналитичку једначину за везе између трајања дневне температуре од 5^0 и више, односно вегетационог периода (у данима), и висине (у метрима)

$$d = 240 - 0{,}0556\, h \qquad (131)$$

О довољној тачности ове једначине сведоче незнатне разлике између „опажено-прорачунато” у таблици 97. Константа члана на десној страни једначине (131) рачунска је величина и даје екстраполисано трајање температуре од 5^0 и више на морском нивоу ($h = 0$). Помоћу ове једначине су прорачуната трајања поменуте дневне температуре за одређене висинске ступњеве:

висина, метри	200	400	600	800	1000	1200	1400	1600	1800	2000
трајање, дани	229	218	207	196	184	173	162	151	140	129

По овим вредностима излази да су трајања линеарне функције висине бар до 2000 метара. То значи да би се у графичком приказу ових вредности добила права. По овој правој може се одредити „нормална вредност” величине d за било које место у одређеној станичној групи и упоредити је са опаженом вредношћу. Изаномале се тада могу приказати картографски чак и за пределе са изразитим рељефом земљишта.

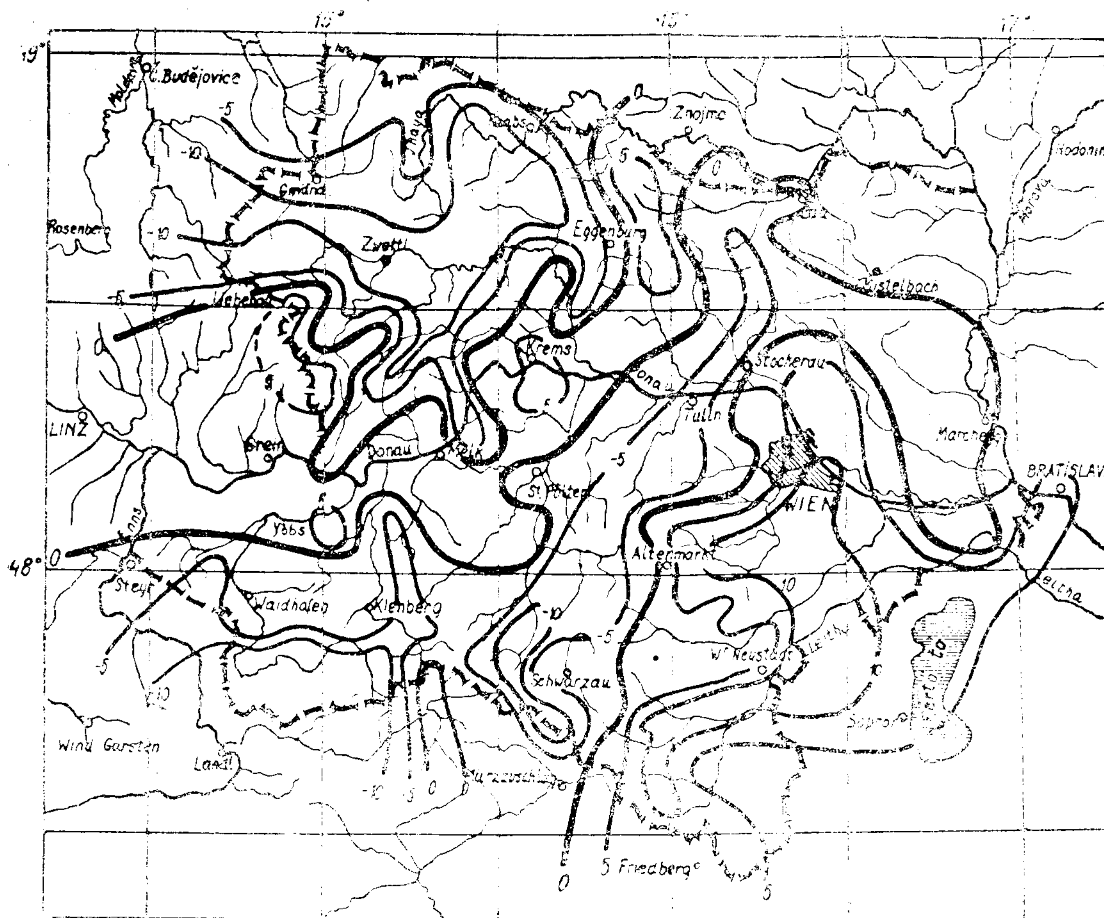
Извршене пробе на дохват су показале да отступања опаженог трајања вегетационог периода (односно температуре од 5^0 и више) од нормалног трајања нису случајна, већ подлежу систематском, географски сажетом и појмљивом распореду.

Цео источни крај Алпа у Доњој Аустрији има позитивне аномалије (слика 52). Ту је од Бечког басена на југ до Нојнкирхена трајање вегетационог периода за 10 дана дуже од нормалног, а даље на југ се смањује, тако да је у пределу Семеринга 5 дана дуже од нормалног. Цео југозапад Доње Аустрије и највећи део на северозападу (Waldviertel) има негативне аномалије до 18 одн. 12 дана. Пространи делови Доње Аустрије одликују се, и поред великих разлика у висини до преко 1000 метара, позитивним аномалијама на југоистоку а негативним на југозападу. Тиме, дакле, нису приказане висине, већ климатски положаји места.

По овоме се види да је метод изаномала једини познати метод који знатно елиминише утицај висине и зато је једини погодан метод графичког приказивања климатских прилика у пределима високих планина.

У ову групу спадају и штампани радови Конрада о аномалијама и изаномалама трајања осунчавања у Аустриским Алпима [42], где је показао како су позитивне аномалије развијене на јужним, негативне, на северним падинама Алпа и да 0-изаномала претставља климатску међу између тих падина, као и рад о трајању снежног покривача у Источним Алпима [234].

б) **Аномалије падавина** (в. § 58) претстављају други пример ове примене. Не треба нарочито истицати да је географска расподела падавина веома важна и неопходно потребна многим гранама људске активности, а нарочито хидродинамици, пољопривреди и шумарству. Начин како се конструишу изохијетске карте показан је у § 96а. Али,



Слика 52. — Изаномале трајања дневне температуре од 5° и више у Доњој Аустрији (по В. Конраду)

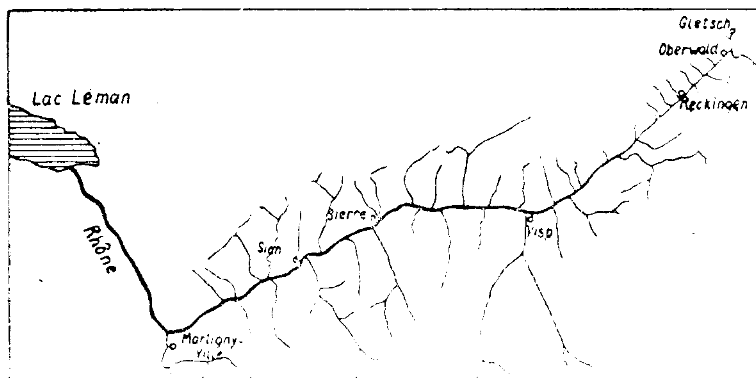
тешкоће око цртања таквих карата нису још ни близу савладане, исто тако као ни код температура, што је нарочито изнесено у § 98 и § 99.

Изохијете се могу употребити са довољно сигурности у крајевима великих равница, као што је Војводина. Што је предео бреговитији, тим веће су тешкоће, као и код уцртавања изотерми. Али је код температуре, и поред зимских инверзија, нормално опадање у планинским крајевима прилично постојано, ако се узму само просечне вредности, а детаљи се искључе. Тако се, например, вертикални градијент годишње температуре у Аустралиским Алпима (38°*S*), Андима (16°*S*), Килиманџару (3°*S*), Цејлону (7°*N*), Јужној Индији (11°*N*), Хавајским Острвима (19°*N*), Северозападној Индији (30°*N*), Етни (38°*N*), Перистеру (41°*N*), Кавказу (42°*N*), Бјелашници (44°*N*), Источним Алпима (47°*N*), Крконошама (51°*N*), Харцу (52°*N*), Бен Невису (57°*N*) мења у границама од 0,50° (Кавказ) до 0,67° (Бен Невис).

Потпуно другачији услови владају код промене просечних годишњих падавина у планинским крајевима. Тако је вертикални плувиометриски градијент на острву Лузону (16°*N*) 147 мм на 100 метара, на Јави (7°*S*) 54 мм [140, стр. 103, 106—107], на острву Хавају (20°*N*) – 69 мм [74, стр. 92], на Бјелашници (44°*N*) 74 мм [219, стр. 402 одн. стр. 37]. Али је карактеристично да се вертикални плувиометриски градијент локално знатно разликује у истом планинском крају, несравњено више од вертикалних термичких градијената. Личг је утврдио [235] колике су промене падавина са висином у горњем делу долине Роне (кантон Вале), које су приказане у таблици 98. Слика 53 показује распоред ових места. Као што се види, сва она се налазе готово у правој линији. Висинска разлика између Мартињи Вил и Глеча је 586 м, а право отстојање између њих износи 182 километра. Таквих промена има и у много мањим долинама и у свакој мањој планини на умереним ширинама, али обично у доста ужим границама.

Таблица 98. — Промене падавина са висином у кантону Вале (по О. Личгу)

парови станица	висинска разлика (м)	верт. градијент (мм/100 м)
Мартињи Вил—Сион	60	–347
Сион—Сијер	11	200
Сијер—Висп	104	84
Рекинген—Обервалд	21	2252
Обервалд—Глеч	390	46



Слика 53. — Станична места у горњем делу долине Роне, у Швајцарској

Сасвим је јасно према наведеним чињеницама да је редукција падавина на одређен ниво готово немогућа. Пракса најбоље сведочи о томе, јер све досадашње изохијетске карте приказују расподелу стварних висина падавина. Гаваци је, међутим, препоручио да се и код падавина изврши иста редукција као код температура и да се узме константан фактор опадања од 50 мм на 100 м или неки други редукциони број [236]. Тај предлог није наишао на одобравање, јер о њему није било никакве стручне дискусије у научним часописима.

Наведене напомене о стварним изотермама (§ 99) вреде и за стварне изохијете, нарочито због изванредне неправилности код вертикалних плувиометриских градијената у бреговитим и планинским пределима. Тога ради се метод аномалија може добро искористити и код падавина; утицај висине се помоћу тог метода може искључити, а на тај

начин се могу добити истините прилике у расподели падавина. Поступак је исти као код одређења аномалија трајања неке температуре. Пеплер је објавио такву карту изаномала падавина за Баден [237]. У њој се показало да 0-изаномала одељује наветрену од заветрене стране.

в) **Аномалије променљивости падавина.** — Нормалном кривом (слика 13) доведене су у међусобну везу средња висина падавина R и њихова релативна променљивост V_r (§ 27). Али се релативна променљивост у природи не повећава толико брзо, као што би се очекивало по њеном математичком обрасцу, једначина (26). Очевидно је да ће крајње повећање величине V_r настати када се R смањи до нуле. Конрад је стога покушао [32] да пронађе функцију која што мање мења обележја теориске криве, али се истодобно прилагођава посматрањима. Та функција је изражена у виду

$$V_r = \frac{3600}{R + 60} + 13. \qquad (132)$$

Ако је $R = 0$, биће $V_r = 73\%$. Конрад је помоћу ове једначине извео вредности за V_r при повећавању годишње висине падавина R (таблица 99).

Таблица 99. — Средње годишње висине падавина R и одговарајућа средња релативна променљивост V_r (по В. Конраду)

R мм	V_r%	R мм	V_r%	R мм	V_r%	R мм	V_r%	R мм	V_r%	R мм	V_r%	R мм	V_r%
0	73	60	43	120	32	200	26	350	21	900	17	3000	14
10	64	70	41	130	31	220	25	400	19	1000	16	5000	14
20	58	80	39	140	30	240	25	500	18	1500	15	8000	13
30	53	90	37	150	30	260	24	600	18	2000	15	12000	13
40	49	100	35	160	29	280	23	700	18				
50	46	110	34	180	28	300	22	800	17				

Ако се на ординати нанесу величине V_r, на апсциси величине R добиће се крива у виду хиперболе (слика 54), која показује да се релативна променљивост све спорије смањује, што су веће годишње падавине.

Конрад је, употребом нормалних релативних променљивости падавина на слици 54, прорачунао за 384 места на свету диференцију „опажено-прорачунато“, која означује аномалију релативне променљивости падавина. Те вредности су послужиле за конструкцију светске карте изаномала релативне променљивости [32], по основним подацима од Била [33]. Наравно, број употребљених станица није ни близу довољан за тачније уцртавање изаномала. Сем тога су све наведене станице на континентима, а и ту нису сразмерно расподељене. Над океанским површинама нема уопште изаномала; оне нису довољно сигурне ни над већим делом континената.

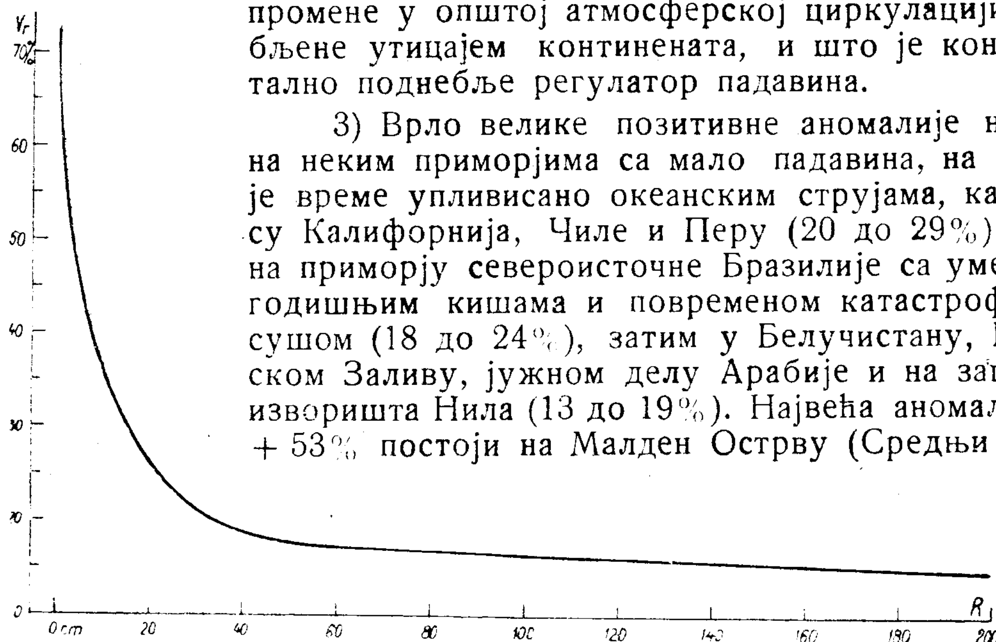
Главна обележја код географске расподеле аномалија променљивости падавина су ова:

1) Огромни, међусобно повезани предели имају аномалије истога знака. Стога се расподела позитивних и негативних аномалија не

може приписати случају или случајним предеоним условима, него приказује значајан климатолошки елеменат.

2) Негативне аномалије су највише распрострањене на бескрајним површинама умерених и виших ширина Еуразије, од Атлантика до Пацифика, и у Северној Америци, али нигде нису веће од -11%. Разлог мањој променљивости од нормалне је то, што су промене у општој атмосферској циркулацији ослабљене утицајем континената, и што је континентално поднебље регулатор падавина.

3) Врло велике позитивне аномалије настају на неким приморјима са мало падавина, на којима је време упливисано океанским струјама, као што су Калифорнија, Чиле и Перу (20 до 29%), даље на приморју североисточне Бразилије са умереним годишњим кишама и повременом катастрофалном сушом (18 до 24%), затим у Белучистану, Персиском Заливу, јужном делу Арабије и на запад до изворишта Нила (13 до 19%). Највећа аномалија од $+53\%$ постоји на Малден Острву (Средњи Полинески Споради); покушавало се да се оно објасни померањем океанских струја.



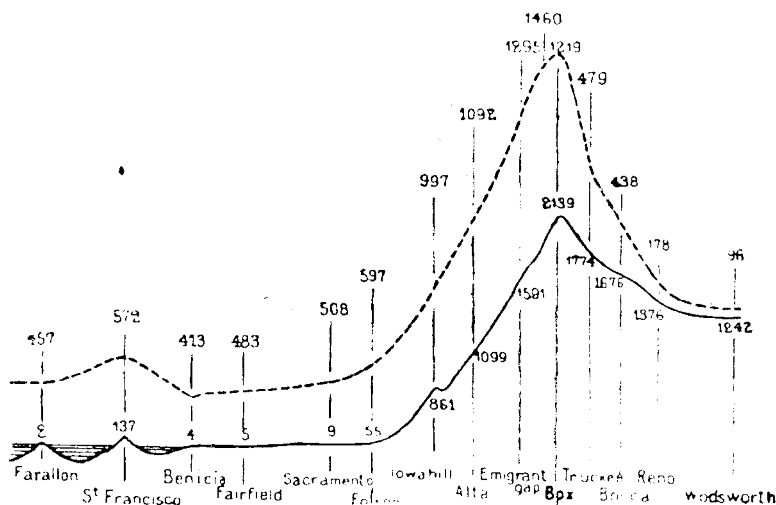
Слика 54. — Везе између релативне променљивости и годишње висине падавина (по подацима В. Конрада)

4) Тропски појас утиче на смањивање аномалија променљивости падавина у Јужној Америци, Африци и у јужном делу Азије ($+7$ до -7%), што значи да је тропско поднебље мање више конзервативно, независно. Општије речено, поднебље показује тим веће променљивости, што је зависније. Тако би се, можда, аномалије променљивости могле узети као мерило о независности поднебља.

По томе изгледа да аномалије променљивости падавина имају обележја која показују режим ветрова и са њим повезан режим падавина у другачијем виду.

г) **Профили падавина.** — Раније је било споменуто (§ 101, одељак б) колико тешкоће има при уцртавању изохијета у планинским крајевима са врло изразитим рељефом земљишта. Непосредно упоређивање расподеле падавина у некој планини је доста олакшано, ако се употреби друго графичко средство, тј. ако се изнад профила земљишта, попречно на планинске венце и гребене, прикаже одговарајућа расподела месечних, сезонских или годишњих падавина. То средство је теориски оправдано, ако располажемо са подацима довољног броја станица, које су погодно распоређене. Најглавније је, при томе, да се станице налазе на најистакнутијим тачкама целог профила, иначе је цртање несигурно.

Као образац може послужити профил падавина кроз Сиера Неваду, у Калифорнији, од острва Фаралона, на пучини Тихог Океана, преко Сан Франциска до Вадсверта у унутрашњости. Хебард је у карти Калифорније приказао географску расподелу годишњих падавина изохиетама, као и расподелу различите густине шуме [238]. Из те карте се донекле види оно што је изнесено у профилу од југозапада на североисток, на дужини око 400 км (слика 55). Доња пуна линија показује рељеф земљишта испод и изнад морског нивоа, а бројеви над њом и испод ње апсолутне висине у метрима. Горњом испрекиданом линијом је означена расподела годишњих падавина, док су бројеви изнад ње висине падавина у милиметрима. На слици 55 одговара једном сантиметру хоризонтално отстојање од 45 км, надморска висина од 650 м и годишња висина падавина од 525 мм. По томе се види да су две последње величине знатно повећане према хоризонталним отстојањима. Али, док су висине појединих станица мерене од морског нивоа, годишње висине падавина мерене су од земљине површине, дакле од пуне линије. Тако је свакој одређеној апсолутној висини места додат одговарајући број милиметара, који одговара годишњој висини падавина сваке станице. То је разлог што је незнатна годишња висина падавина од 96 мм на десној страни слике на много већој висини од знатно већих годишњих падавина (400 до 600 мм) на левој страни слике 55. То потпуно јасно показује колико је наветрена страна Сиера Неваде, изложена Тихом Океану, кишовитија од полупустињске заветрене стране ове планине.



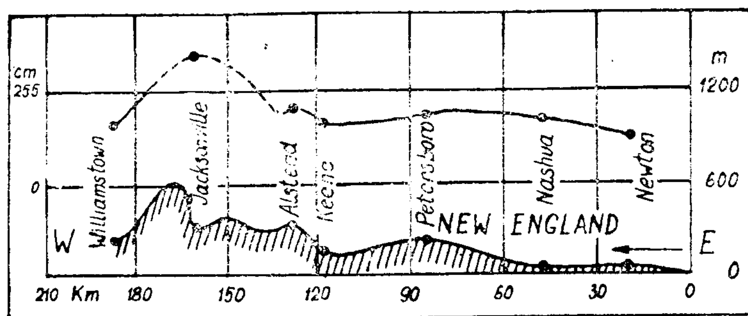
Сл. 55. — Профил годишњих падавина преко Сиера Неваде, од ЈЗ на СИ

На целом профилу има 14 станица, што значи да је просечно отстојање између две станице 29 км. Стварно је, међутим другачије. Станице су најгушће у пределу са највећим разликама у висини, тј. на обе стране Сиера Неваде. Одиста је 7 станица постављено на отстојању од 106 км, односно на просечном отстојању од 15 км између сваке. Напротив су две станице у равници, на западу, удаљене 60 км (Ферфилд—Сакраменто).

Профили, који су нацртани на основу довољног броја тачних података о падавинама, потребна су и згодна допуна карата с изохијетама, пошто су ове несигурне у планинским крајевима.

Чарлс Брукс је, на исти начин, приказао профиле о висини снега преко планине Апалечјена у источном крају Сједињених Америчких Држава за три разне државе [239]. Он истиче да на обилност

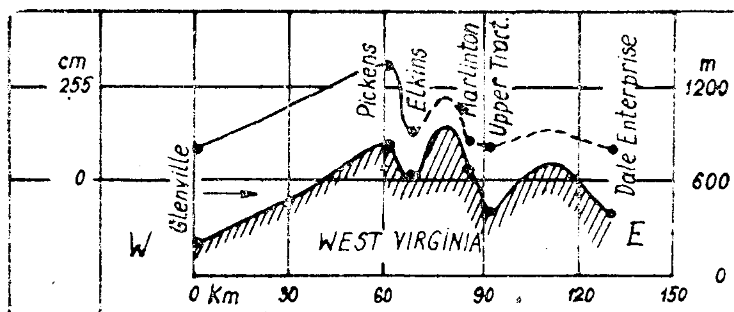
снега не упливише само температура на разним ширинама и апсолутним висинама, већ и близина водених површина и положај планине према снегоносним ветровима. За пример су узета два профила, први кроз јужни део Грин Маунтенса (око 42,8° *N*), други кроз планине Западне Вирџиније (око 38,9° *N*). Први профил показује расподелу висине снега преко Њу Ингленда, од обале Њу Хемпшера на запад до Виљемстауна (сл. 56). На апсциси су нанесена отстојања у километрима, на ординати с десне стране апсолутне висине топографије у метрима, с леве стране годишње висине снега у сантиметрима. Стрелицом је означен правац снегоносног ветра. Висина снега се у овом бреговитом крају поступно повећава према југу, углавном услед слободније изложености влажним источним ветровима са Атлантика.



Слика 56. — Расподела годишње висине снега преко Њу Ингленда, од обале Њу Хемпшера до Виљемстауна (по Ч. Ф. Бруксу)

Џексенвил (305 м), на источној падини профила, претставља врхунац дејства свога положаја и топографије овог предела. Ту је просечна годишња висина снега 315 см (15 година). Напротив, Виљемстаун (217 м), на западној страни гребена, има годишње тек 127 см снега (16 година). Треба још споменути да је приказивање несигурног дела криве испрекиданом линијом потпуно умесно.

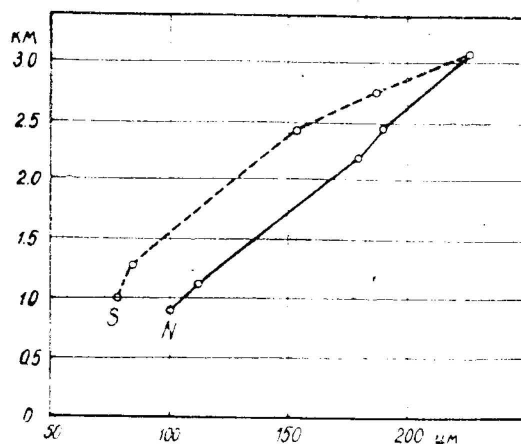
Други профил налази се дубље у унутрашњости Сједињених Држава; источни крај профила је око 225 км далеко од обале Атлантика. Овде има највише снега. Пикенс (849 м), на западној падини Апалечјена, просечно 282 см (11 година). Али је карактеристично да Елкинс, на висини од 305 м и на заветреној страни, има тек нешто већу годишњу висину снега (130 см) од Гленвила, на висини од 213 м, али на наветреној страни, јер овде влажни ветрови долазе зими са запада, из долине Охаја.



Слика 57. — Расподела годишње висине снега преко Западне Вирџиније (по Ч. Ф. Бруксу)

Сасвим другачије изгледа профил падавина преко планине Сонблика, који је Ландсберг нацртао према подацима Штајнхаузера [240]. Ландсберг даје сасвим једноставан дијаграм, у коме су висине унесене на ординати, годишње падавине на апсциси [127, стр. 217] и тај нацрт назива профилом. Слика 58 показује како се годишње висине

падавина мењају са висином на северној, наветреној (пуна линија), и на јужној, заветреној падини (испрекидана линија). Сам врх Сонблика (3106 м) има највећу годишњу висину падавина (2280 мм); ова се брже смањује према долини на јужној, него према долини на северној страни планине. Места на јужним падинама Сонблика имају, просечно, за 350 мм мање годишњих падавина од места на истој висини северних падина.



Слика 58. — Профил годишњих падавина преко планине Сонблика од севера на југ (по Х. Ландсбергу)

д) **Плејони и антиплејони (мејони) Арцтовског.** — Арцтовски је у низу својих расправа [241] тежио да утврди законе о годишњим аномалијама температуре и других климатолошких елемената на већим деловима земљине површине. Овим проблемима, које је испитивао још Дове (§ 100), обраћено је мало пажње у науци. Али, док се Дове ограничио на приказивање изванредних термичких појава и на начин њиховог уравнавања (§ 33), Арцтовски је нацртао карте о географској расподели годишњих отступања од нормалне температуре у периоду 1891—1900 и то за сваку годину. Пределе са позитивним отступањима или аномалијама назива именом плејони (pleion), а оне са негативним отступањима назвао је антиплејони (anti-) или мејони (meion). Оба предела су ограничена кривом на којој су аномалије равне нули, односно на којој имају средњу 10-огодишњу вредност. Поред тога, ти предели се зову термоплејони (или термомејони) (thermo-) ако су у питању температуре, бароплејони (baro-) за ваздушни притисак, хелиоплејони (helio-) за осунчавање, омброплејони (ombro-) за падавине. Најзад су линије истих позитивних аномалија температуре означене као хипертерме (hypertherme), а истих негативних аномалија као хипотерме (hypo-).

Арцтовски, при својим испитивањима, долази до значајних закључака о динамичкој климатологији. Код посматрања добијене криве при прогресивној промени температуре у периоду 1900—1909 за велики број места истичу се две чињенице: 1) Иако у неким случајевима постоје подударања са циклусом сунчевих пега, тај циклус се не може ипак сматрати као главни чинилац у изградњи плејонских термичких промена, јер се плејонски максимуми понављају 3—4 пута чешће од минималног броја сунчевих пега. 2) Температурне криве веома удаљених места, која припадају потпуно различитим поднебљима, например Штокхолм и Батавија, показују у неким случајевима толико упадљиво поклапање да је ову истоветност колебања немогуће приписати случајним околностима. Например, прогресивне температурне криве Арекипе (Перу) имају врло сличан облик са кривом места Булаваја (Јужна Родизија), Тананариве (Мадагаскар), Батавије (Јава), као и Хаване (Куба) близу северног повратника. То исто вреди и за плејонске варијације притиска.

Арцтовски је, међусобним упоређивањем целокупног броја кривих, нашао да је појава плејонских промена мање сложена, ако се претпостави да је она динамичке природе. Другим речима, и плејони мењају свој положај, слично распрострањењу таласа и морских доба на океанима. Из тога следује да потстицаји који стварају плејоне делују истодобно на целој земљиној површини, и да им је узрок несумњиво космички. Одређен плејон се, одиста, најчешће одржава неколико година, али стално мења своје место. Ако се велики предели, рецимо СССР, тачније посматрају на картама видеће се да су плејони проузроковани огромним таласима, који се укрштају. Изгледа да су, према преовлађивању плејона или мејона, године на целом свету било сувише топле или сувише хладне. Значајна је чињеница да ни велики планински системи, например Алпи, Кавказ или Тјеншан, не могу изазвати поремећаје у кретању плејона и мејона. То указује да су ове творевине упливисане повременим променама у општој атмосферској циркулацији.

Арцтовски је упоредним испитивањима утврдио да се неки делови земљине површине могу сматрати као изворишта термичких или барских поремећаја, например поларни крајеви или Аустралија, док неки делови подлеже неправилним колебањима, услед укрштања суседних поремећајних области, као што је Европа.

Најглавнији је резултат проучавања европских карата да се плејони и мејони не крећу од Атлантика према Азији, као што је код барометарских депресија, већ супротним правцем, од североистока на југозапад или од истока према западу.

При расправљању о механизму климатских варијација морају се тачније испитивати међусобне везе између термоплејона, бароплејона, хелиоплејона и омброплејона, као и одговарајућих мејона.

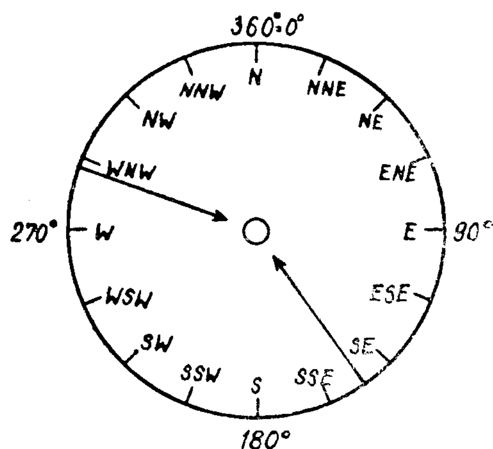
В. ВЕТАР

102. **Ружа ветрова.** — Ветрови из разних праваца немају исту честину. У Београду, например, зими знатно преовлађује југоисточни ветар, лети западни и северозападни ветар, дакле готово из супротног правца. Понекад се исто деси и у разним годинама истога месеца. Тако су, у Београду, маја 1936 знатно преовлађивали ветрови са источног квадранта, дакле континентални ветрови, у 57 од 93 посматрања, одн. честином од 61,3%, док су 1943 знатно преовлађивали ветрови са северозападног квадранта, дакле маритимни ветрови, у 56 случајева, одн. честином од 60%.

Да би се добио јаснији и очигледнији преглед о честини ветрова из разних праваца узима се у помоћ графички приказ, који се зове ружа ветрова. Како ће ова изгледати зависи од броја праваца ветра који су узети у обзир. Тако се за међународну радиотелеграфску службу узимају 32 правца ветра (§ 74). У научним радовима и за многе практичне потребе употребљују се 16 праваца ветра, дакле и међуправци између осам главних праваца видика. Али, таква ружа ветрова изгледа, обично, изрецкана, јер већина посматрача на метеоролошким станицама обраћа мању пажњу на међуправце ветрова, те нај-

чешће имају доста мању честину од ветрова из осам главних праваца, што не би могло бити. Из овог и из других разлога већином се узимају само осам главних праваца за климатолошке потребе, тј. половина честине међуправаца дода се честини суседних главних праваца ветра.

Али се и правци ветрова означују на разне начине. Не узимајући у обзир међународну радиотелеграфску службу, они се најчешће изражавају почетним словом осам главних, па и осам споредних праваца видика, дакле N, NNE, NE, ... S, SSW, SW, WSW, ..., а тишине се означе словом C (calme). Правац се може означити и азимутом, почињући од севера (0°) преко истока на југ итд., или бројем степена за колико отступа од четири основна правца видика (§ 74 при крају). Тако, например, E 56° S значи да ветар дува из правца који је за 56° јужније од истока, или W 19° N да ветар дува из правца који је за 19° северније од запада. Азимут је за ова два случаја 146° и 289°. Али се исти правци ветра могу изразити и другачије, први као S 34° E, други као N 71° W (слика 59).



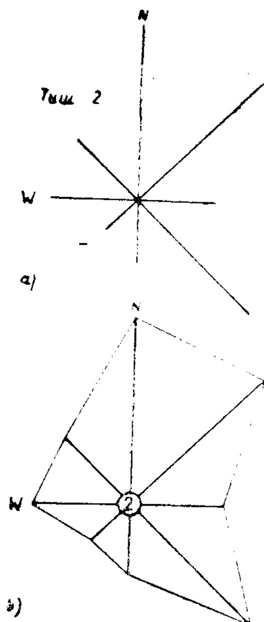
Слика 59. — Разни начини за одређивање правца ветра

Како се одређује систем стрелица за ружу ветрова од 16 одн. 8 праваца познато је из метеорологије [241a, стр. 270]. За дужину појединих стрелица, која одговара стварној или релативној честини ветра из одређеног правца, може се, приближно, узети исти или двоструки број милиметара, према томе колика је разлика између најчешћег и најређег ветра. Например, Рт Оштра има у марту оволику честину ветрова из разних праваца и тишина

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	C	збир
стварна	18,5	18,4	8,2	17,7	6,7	4,7	9,3	8,5	1,0	93
релативна	19,9	19,8	8,8	19,0	7,2	5,1	10,0	9,1	1,1	100%.

На тај би начин дужина стрелице за северни ветар била 18,5 или 37 мм, за јужни ветар 6,7 одн. 13,4 мм итд., као што је показано на слици 60*a*. Наравно, честина тишина не долази уопште до изражаја у ружи ветрова. Зато се и за њу унесе тражена дужина, па се ова уцрта — као водоравна линија — испод руже ветрова, на слици 60*a* налево и на ниже од правца југозапада, или се означи одговарајућим бројем на погодном месту, у поменутој слици више северозападног правца, као што је чинио Л а н д с б е р г у својим ружама ветрова [127, стр. 146]. Практичније је да се честина тишина упише бројем у мали круг, од чијег обима се почиње мерити дужина појединих стрелица. У овом случају се много боље истичу понекад врло незнатне честине ветра из одређеног правца. То је приказано на слици 60*b*. У оба ова цртежа су унесене само стрелице, међутим се крајње тачке стрелица чешће повежу правим линијама, те се добије полигон руже ветрова,

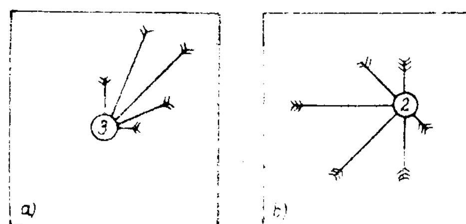
који је приказан танком линијом на слици 60*b*. Из дијаграма се непосредно види како се нарочито истичу северни и североисточни правац ветра (бура) и југоисточни правац (јужина).



Слика 60. — Ружа ветрова Рта Оштре за месец март

Да би се отклонио утицај неједнаке дужине месеца, најцелисходније је да са честина ветрова из разних праваца, са тишинама, изрази у процентима или промилима укупног броја посматрања, дакле релативна честина, као што је учињено у наведеној таблици за Рт Оштра.

Сличну ружу ветрова имају и пилотске карте, само се код њих уноси и јачина ветра. Такве руже ветрова нацртају се, по извршеним посматрањима на океану, за сваки трапез од 5^0 геогр. ширине и од 5^0 геогр. дужине по једна. На крају сваке стрелице и на њене обе стране означена је просечна јачина ветра цртицама, и то тако да једној цртици одговара један степен Бофорове скале. Слика 61 приказује ружу ветрова у области североисточног пасата од 20^0 до 15^0 N и од 25^0 до 20^0 W, дакле у близини Зеленортских Острва, и у области преовлађујућих западних ветрова од 55^0 до 50^0 N и од 25^0 до 20^0 W, тј. на пучини Северног Атлантика западно од Ирске, и то по подацима U. S. Hydrographic Office Pilot Chart [242]. У области североисточног пасата знатно преовлађују ветрови од северног до источног, тј. из североисточног квадранта, са просечном јачином Бофор 4. На тишине и ветрове из других праваца долази $3^0/_0$ од укупног броја свих ветрова и тишина. У области преовлађујућих западних ветрова, напротив, највећу честину имају ветрови од северозападног до јужног, нарочито са југозападног квадранта, са просечном јачином Бофор 6—5, док на тишине долази $2^0/_0$.



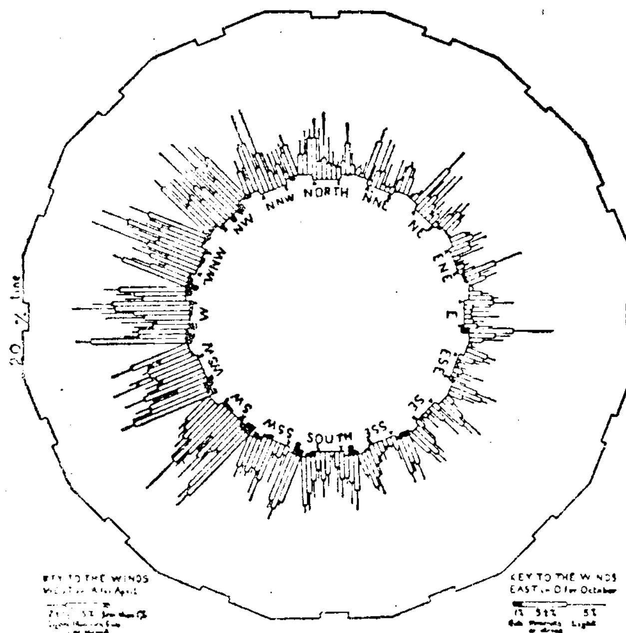
Сл. 61. — Ружа ветрова североисточног пасата у јуну 1922 за $17,5^0$ N и $22,5^0$ W (*a*) и преовлађујућих западних ветрова у јануару 1922 за $52,5^0$ N и $22,5^0$ W (*b*)

Треба упозорити и на чињеницу да многа места имају изразит дневни период правца ветра, особито у топлијим месецима. Ветар се готово правилно мења са привидним сунчевим кретањем: јутро има други правац ветра од поднева, а ово други правац од вечери. Стога је неопходно да се, у таквим местима, честина ветрова из разних праваца прикаже за сваки термин посматрања, или за поједине часове дана ако постоји анемограф. Другим речима, за таква места треба нацртати и руже ветрова појединих часова дана у истом месецу или годишњем добу.

Сер Непиер Шо је конструисао сложену ружу или „звезду" ветрова са 16 праваца, која је врло подробна и изнесена на слици 62 [243]. Она показује годишњи ток честине од три различите брзине ветрова: слабих, умерених или жестоких и олуја. Слаби ветрови, по

Бофоровој скали 1 до 3, приказани су једном линијом. Другој групи припадају Бофорови степени 4 до 7, који су претстављени двоструком линијом. Најзад, мали зацрњени делови на крајевима појединих праваца ветра означују број олуја или Бофорових степена од 8 и више.

Изрецканост на основици омогућава да се разликује летња половина године на северној хемисфери, април—септембар, од две зимске четвртине, јануар—март налево од основице и октобар—децембар надесно од ње. Ситна слова *A* и *S*, једва видљива у слици, означују крајеве избочина. „Звезда“ ветрова, према свему, замењује дванаест обичних ружа ветрова. Цртање једне звезде је, несумњиво, много теже и дуготрајније од цртања 12 ружа ветрова, али — с друге стране — заузима много мање штампаног простора. Сем тога, руже ветрова се често употребљују да би се показала географска расподела ветровних услова, која се јасно види и на карти малог размера, док се то не може рећи за „звезде“.



Слика 62. — „Звезда ветрова“ одн. сложена ружа ветрова (по Сер Н. Шоу)

103. **Ружа ветрова за поједине климатске елементе.** — Дове је, при расуђивању о временским приликама, био упућен на узастопне појаве у истом месту. При томе је утврдио, као оштроумни посматрач, да су промене временских појава у тесној вези са променом правца ветра. При одређеном ветру настаје, обично, и одређена температура, влажност ваздуха, облачност, које се мењају у ужим границама, па најчешће има и падавина при одређеним правцима ветра. Дове је то своје схватање објавио 1837 [244]. То је довело до покушаја да се за сваки правац ветра и за тишине одреди њихова „метеоролошка каквоћа“. Наиме, потребно је прорачунати метеоролошке, одн. физичке особине ветрова из разних праваца и тишина, ради тачнијег утврђивања њиховог климатолошког значаја.

Ако се, према честини сваког правца ветра и тишина, прорачуна одговарајућа средња температура, влажност, облачност и висина или вероватноћа падавина, одн. отступање средњих вредности ових елемената код појединих праваца ветра и тишина од нормалних њихових вредности, добиће се термичка, атмичка, нефичка и омбричка ружа ветрова. Овај метод доводи, дакле, у везу непосредно опажене приземне ветрове са истодобним величинама разних метеоролошких елемената. Као пример су узете зимске прилике Београда у периоду 1920—1945, према прорачунавањима М. Милосављевића [245],

а изнесене су у таблици 100. Бројеви за температуру, парни притисак релативну влажност и облачност означују средње девијације (Δ) код појединих праваца ветра и тишина од одговарајућих нормалних вред-

Таблица 100. — Климатске руже ветрова Београдске опсерваторије (по М. Милосављевићу)

	N	NE	E	SE	S	SSW	SW	W	NW	C
Δt °C	*—2,2*	—1,8	—0,6	1,9	5,5	**6,7**	2,8	—0,7	—1,0	—1,0
Δe мм	*—0,5*	—0,3	—0,1	0,3	0,8	**0,9**	0,4	—0,1	—0,3	—0,2
ΔU %	3	**5**	1	—6	—12	*—16*	—5	4	3	4
ΔN %	14	**16**	3	*—10*	—3	—9	—2	12	13	—3
чест. падавина	**23**	22	15	*7*	7	—	9	19	**23**	4
чест. магле	**49**	28	18	*6*	7	—	19	36	37	29

ности, док су честине падавина и магле изражене у процентима, али тако ако се укупни број честине тишина или ветра из неког правца узме као 100%.

Подаци у овој таблици показују да отступања Δt и Δe имају у зимском годишњем добу исте предзнаке за све правце ветрова и за тишине. По томе је узајамна повезаност између ова два елемента очевидна. Исто тако отступања ΔU и ΔN имају исте предзнаке за ветрове из свих праваца, који су донекле супротни предзнацима за Δt и Δe. Једино су предзнаци различити при тишинама. Милосављевић објашњава те разлике код тишина [245, стр. 37—39]. Његовим излагањем је уједно протумачено зашто је магла, при тишинама, знатно чешћа од падавина. Иначе се види из таблице 100 да је највећа честина магли и падавина, нарочито у виду снега, код ветрова са северозападног квадранта, од западног до североисточног, док је најмања код ветрова из супротног квадранта, што се добро подудара и са осталим вредностима у овој таблици. Све ово сведочи да су руже ветрова добро климатско обележје одређеног места, ма да не доприносе много анализи ваздушних маса.

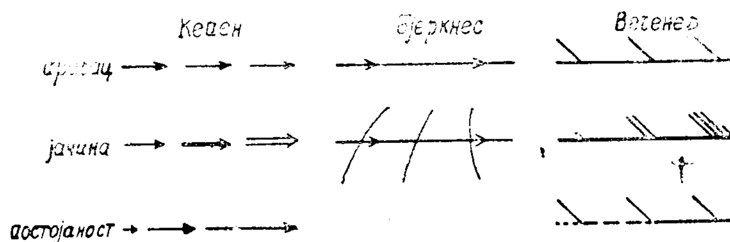
Пошто је опште метеоролошко обележје главних праваца ветра доста слично у неком пределу, довољно је прорачунавање таквих ружа ветрова за мањи број места, ради климатске карактеристике неке велике области. Наравно, одређен правац приземног ветра код појединих метеоролошких станица не даје увек обавештење о пореклу дотичне ваздушне масе. Стога су се у модерној климатологији почеле примењивати и ваздушне масе, које су класифициране по своме пореклу или по својој изворишној области.

104. **Карта струјних линија.** — У атмосфери постоји увек неко поље ваздушног струјања, јер је свака тачка у њој окарактерисана одређеним правцем и одређеном брзином. И саме стрелице у синоптичкој карти дају нам приближни појам о пољу ваздушног струјања над земљином површином. Поље ваздушног струјања за одређене месеце доста је теже приказати графички. То поље се може јасније претставити, ако се у карти уцрта такав систем кривих да се тангента

у било којој тачци подудара са средњим векторским правцем у свакој од тих кривих. Такве криве зову се векторске линије, а у пољу струјања имају назив струјних линија. Карте струјних линија су, свакако, најбоље климатолошко средство за графичко приказивање. Оне дају синоптичку слику одређеног времена, месеца или годишњег доба. Али би уз сваку такву карту требало дати и истодобну изобарску карту, ради бољег оријентисања.

У свим метеоролошким извештајима и публикацијама налазе се или правац и брзина ветра (§ 74) или само правац (§ 75). У првом случају се може прорачунати резултантна брзина ветра и његова постојаност (§ 76 , као важно обележје ветровних услова, док се у другом случају одређује резултантни правац ветра.

Ветровне карте цртане су на разне начине. В. Кепен је такве карте објавио за поједине океане у пловидбеним приручницима Немачке поморске опсерваторије у Хамбургу помоћу низова стрелица, док је В. Бјеркнес такве карте дао за копнене крајеве употребом струјних линија и линија исте јачине ветра, али другачије од Кепена. А. Вегенер је обратио пажњу на те разлике [246]. Он сматра да начин приказивања Бјеркнеса има то преимућство, што се линије и тачке конвергенције и дивергенције, хиперболична тачка, итд. јасније истичу, него код Кепена. С друге је стране Бјеркнесово приказивање непрегледније, јер се линије исте јачине ветра могу схватити тек ако им се види њихов број, сем тога у тим картама није приказана постојаност ветра, које има код Кепена. Вегенер је стога покушао да споји преимућства ова два метода, па је употребио ознаке које су приказане на слици 63.



Слика 63. — Метсди Кепена, Бјеркнеса и Вегенера за приказивање средњих прилика ветра

Вегенер овако објашњава свој избор: Извучене линије су боље од низа стрелица. Место целог врха стрелице узима само једну страну, и то леву, јер је слика тако прегледнија. Половина врха стрелице служи уједно и за означење јачине тиме што се број цртица, одговарајући јачини ветра, повећа или се употреби и половина дужине. Цела цртица равна је брзини од 1 м/сек. Те ознаке се, ради боље прегледности, наносе на струјне линије на истим, али не сувише великим отстојањима. Тиме се постиже да се предели са већом јачином ветра јасније истакну према осталима. И приказивање постојаности са тачкастим, испрекиданим и пуним струјним линијама изгледа да је очигледније од Кепеновог, јер уједно указује и на степен несигурности њиховог правца. Подела постојаности у три групе потпуно задовољава готово све сврхе.

Раније је споменуто (§ 74) да средњи правац ветра означује прорачунат векторски правац укупног пренашања ваздуха у одређеном времену над местом посматрања. Средњу јачину, међутим, за разлику од обично употребљене скаларне „средње јачине ветра“, Вегенер озна-

чује као **средњу брзину преношења**. Ако се изрази у м/сек, она је равна укупном преношењу ваздуха, у метрима, подељено са укупним временом, у секундима. Обе величине претстављају вектор, тј. средње преношење ваздуха у секунду, који је означен са R'.

По томе је постојаност ветра (S), за разлику од оне у § 76, равна квоцијенту између величине R' и скаларно прорачунате средње брзине ветра (V) без обзира на правац, односно једначином (94): $S = R' : V$.

Као пример за прорачунавање узети су подаци Удова (Македонија) за приземни слој ваздуха 101 м и 3000 м у јуну 1917 [247, стр. 36, 38]:

честина појединих праваца ветра и тишина, у процентима $= \varepsilon$

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	C	број посматрања
тле	11,1	1,7	5,6	16,1	3,9	3,3	7,2	46,7	4,4	90
3000 м	22,6	16,7	2,4	0,6	2,4	2,4	17,8	35,1	0,0	84

средње брзина појединих праваца ветра у м/сек $= v$ прос. брз. $= v_m$

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	прос. брз. $= v_m$
тле	4,2	1,0	2,4	2,2	3,0	1,7	3,5	5,1	3,8
3000 м	5,9	3,5	2,5	3,0	1,0	3,8	5,2	6,4	5,3

По овим вредностима је величина $\frac{\varepsilon \cdot v}{10}$, тј. средња брзина преношења у одређеном правцу, за компоненту север-југ при тлу $\frac{11{,}1 \times 4{,}2}{100} =$ $= 0{,}466$ м/сек.

Тако су одређене следеће компоненте брзине преношења ваздуха у м/сек

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
тле	0,466	0,017	0,134	0,354	0,117	0,056	0,250	2,382
3000 м	1,333	0,585	0,060	0,002	0,002	0,091	0,374	2,246

На основу тога је, по Ламбертовој једначини (§ 74), средње преношење ваздуха R' према правцу и брзини

$R'_{101} = 2{,}34$ м/сек са W 48° N и $R'_{3000} = 3{,}40$ м/сек са W 67° N,

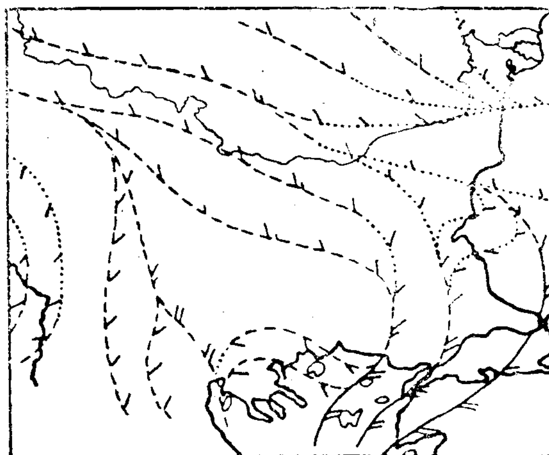
а постојаност ветра у Удову је

$$S_{101} = 2{,}34 : 3{,}8 = 0{,}62 \quad \text{и} \quad S_{3000} = 3{,}40 : 5{,}3 = 0{,}64.$$

Даље особине постојаности наведене су у § 76. Томе треба додати да се постојаност код карата са струјним линијама може поделити у три ступња. Сваки од њих обухвата трећину постојаности ветра између крајњих граница од 0 до 100, дакле први ступањ 0 до 33% (тачкаста линија код Вегенера), други 34 до 66% (испрекидана линија),

трећи од 67 до 100% (пуна линија). Таква расподела потпуно задовољава, ако се цртају карте ветрова за приземни и високи слој ваздуха са истим ознакама, јер су у приземном слоју подједнако чести први и други, на висини други и трећи ступањ.

Струјне линије на делу Балканског Полуострва приказује слика 64 за јул 1917 по мерењима ветра на 20 балканских станица, а по методу Вегенера. По правцу струјних линија се види како је општа западно-источна ваздушна струја око Подунавља скренута у струје са северном компонентом, отприлике источно од меридијана 20° E; то је све изразитије према југу и истоку. Родопи проузрокују дивергенцију. Северно од њих су струјне линије управљене према истоку-југоистоку, а западно од њих поглавито према југу. Зато се правцем долине Ибра и Вардара, у средњем делу Балканског Полуострва, и долином Тунџе и Марице, које су источно од Родопа, јасно истичу северне ваздушне струје, познате етезије код старих Грка. Јужно од ушћа Вардара и Марице почиње конвергенција.



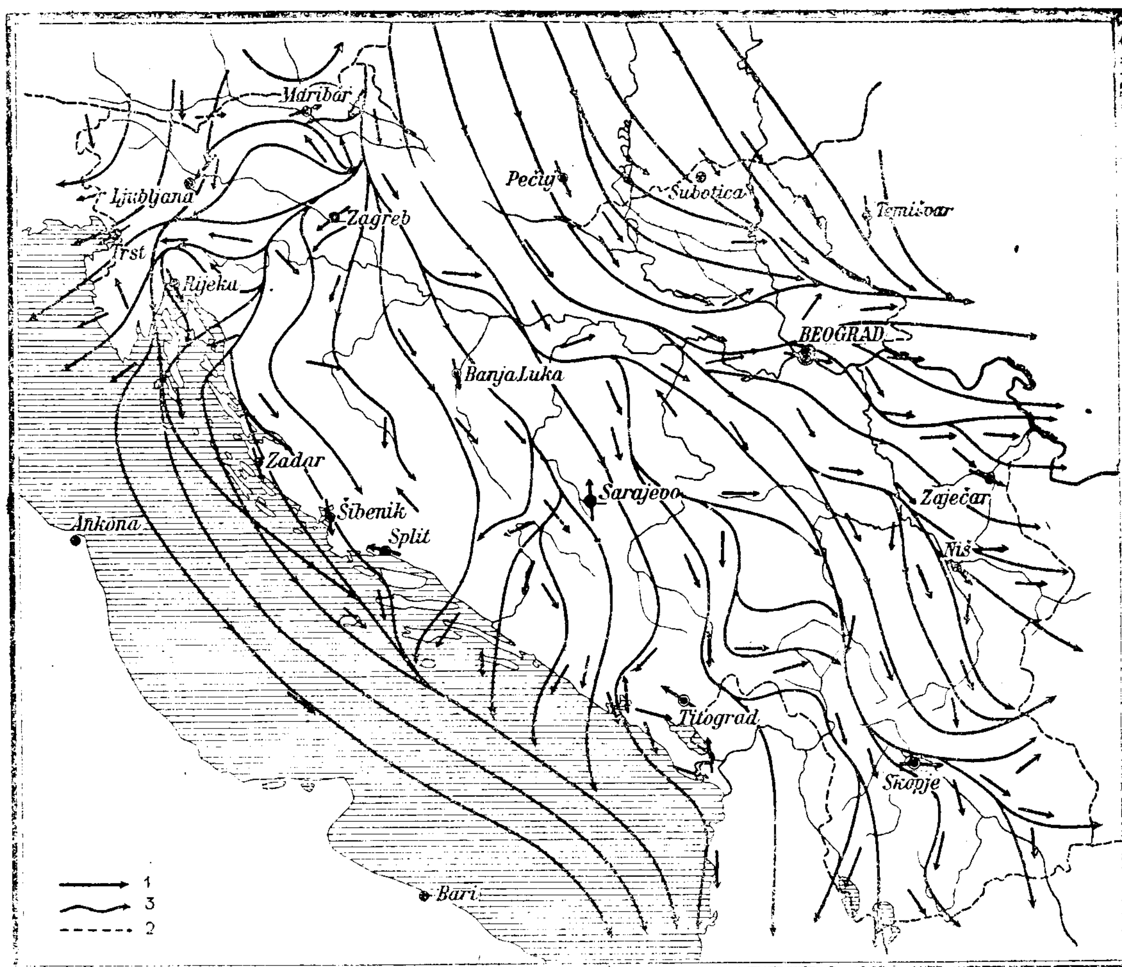
Слика 64. — Струјне линије над источним делом Балканског Полуострва у јулу 1917 (по Е. Кулброту)

По струјним линијама на слици 64 излази да код постојаности ветра знатно преовлађује други ступањ. Први ступањ развијен је од арбанске и црногорске обале до Проклетија и Дурмитора на западу, а у источној половини Влашке низије и североисточном делу Бугарске до обале Црног Мора на истоку. Северни ветрови над Мраморним и Егејским Морем имају не само највећу постојаност, већ су и најјачи [248].

Истодобна карта струјних линија за исти део Балканског Полуострва на висини од 3000 м има доста измењен облик, ма да се опште црте одржавају и овде, као и у карти приземних ваздушних струјања [246, стр. 55]. Ваздушне струје су углавном управљене према југоистоку, али је средња брзина свугде знатно већа, нарочито северно од линије Осијек – Софија – Цариград, обично 5 м/с или нешто више. Западно одатле се средње брзине постепено повећавају од севера према југу, од 3.5 до 4.5 м/с. Постојаност трећег ступња влада, приближно, северније од упоредника 43° N, а јужније припада другоме ступњу.

Просечни резултантни правац ветра се може прорачунати и ако нема података о брзини ветра или ако ови постоје за сразмерно мали број места. Тада се, наравно, могу нацртати само струјне линије, али се не могу приказати ни брзина, ни постојаност ветра. Међутим је и једноставна слика струјних линија климатолошки поучна, нарочито ако се могу упоредити ветровне карте за зимске и летње месеце. Између њих постоје увек мање или веће разлике, према општој расподели ваздушног притиска у тим временима.

За пример је узета карта приземног ваздушног струјања у јулу над Југославијом [121а, стр. 10]. Просечно ваздушно кретање у свакој станици означено је краћом дебелом линијом, а стрелица на њеном врху показује векторски правац. По њима су уцртане струјне линије на слици 65. Карактеристично је да има велике сличности између



Слика 65. — Средњи векторски правац ветра и просечна приземна ваздушна стујања над Југославијом у месецу јулу (по П. Вујевићу)

1 = сред. векторски правац ветра, 2 = исто на планини, 3 = струјне линије

струјних линија у овој карти и ваздушног струјања у јулу 1917 на одговарајућем делу слике 64. То указује на тачност конструкције обе ветровне карте.

Лети се ваздушни притисак изнад наше земље смањује, углавном, од северозапада према југоистоку, те би ваздушне масе требало да се крећу према југу, југоистоку и истоку, а то показују векторски правци ветра у великој мери. Али, отприлике средином државе пролази централна линија дивергенције од Велике Кањиже (Мађарска) преко Брода—Пријепоља—Призрена. Зато у источној половини државе преовлађује ваздушно струјање према истоку и југоистоку, приближно до 43° N, а јужније претежно ка југу. У западној половини државе влада кретање ваздушних маса према југу, са изузетком највећег дела Словеније. Ту је ваздушно струјање према западу и југозападу такође

изазвано општом расподелом притиска, тј. извијеношћу изобаре од 761 мм према истоку-југоистоку, северно од Истре. Правилно струјање постоји само на већем делу Јадрана, где се ваздушне масе крећу према југоистоку.

Г. НУМЕРИЧКО ОБЕЛЕЖЈЕ НЕКИХ КЛИМАТСКИХ ОСОБЕНОСТИ

105. **Континенталност.** — Изотермне карте показују како се температура од морских обала зими много јаче и правилније снижава према унутрашњости, него што се лети повећава [249]. То значи да се дејство континенталних утицаја појачава од морских обала према унутрашњости, а очитује се у све изразитијем годишњем колебању температуре.

Ценкер је узео годишње колебање температуре да би у климатологију увео појам континенталности неког места или одређеног краја [250]. Али, то није континенталност у географском, већ у климатолошком смислу, пошто је у питању мање или веће преовлађивање континенталних особина поднебља према морским и океанским особинама. Међутим је познато да се годишње колебање температура повећава и у меридијанском правцу, од нижих према вишим ширинама. Услед ових узајамних веза мора се отклонити утицај географске ширине, јер се само тако омогућава упоредљивост између разних крајева. То се постиже тиме, што се прорачуна синус географске ширине. Теориски израз

$$\frac{A}{\sin \varphi}$$

даје тражену величину; у томе изразу је A амплитуда годишњег колебања температуре, φ геогр. ширина. По Ценкеру је природније да се изведе дељење колебања температуре са луком геогр. ширине, која се вредност брже повећава према половима од прве [250, стр. 78—79].

Мерило о континенталности добија се помоћу линија истог годишњег релативног колебања, а комбинацијом одређених екстремних вредности на океану и континенту. Океани имају релативно колебање око 16% на највећем делу северне хемисфере, тј. отприлике 1/6 од колебања у средишту континента. Да би се степен континенталности k (у %) могао одредити помоћу релативног колебања S, треба узети у обзир да је удео океанског поднебља на годишњем колебању $= 1/6\,(100 - k)$, а утицај потпуно континенталног поднебља $= 1 \times k$. Дакле је

$$k + 1/6\,(100 - k) = S, \qquad (133)$$

а по томе је

$$k = 6/5\,S - 20.$$

Например, за Загреб је $A = 21{,}8^0$, $\varphi = 45{,}8^0$, те је релативно колебање 0,46 или 46% (тачније 46,1%), а $k = 31{,}3$.

Шпиталер је другачије поступио при своме одређењу континенталности појединих места, јер поред разлике у просечној темпера-

тури јула t_1 и јануара t_2 уводи и одговарајући интензитет сунчевог зрачења I_1 и I_2 [251], те је k изражено једначином

$$k = \frac{(t_1 - t_2) - 15{,}94\,(I_1 - I_2)}{130{,}61\,(I_1 - I_2)}\,. \tag{134}$$

По томе прорачунавању имају потпуно континентално поднебље Сахара, јужни део Арабије, слив Јенисеја, Тајмир итд., док је област чистог океанитета ограничена на јужне океане, отприлике од $35^0\,S$ према стожернику.

Брент је, при оцењивању Шпиталерове формуле, поставио другу, која је физички јаснија [252]. Његова једначина, изражена ранијим ознакама, гласи

$$k + 0{,}12 = \frac{A}{130{,}61\,\Delta S} \qquad \text{или} \qquad k = \frac{A}{130{,}61\,\Delta S} - 0{,}12\,, \tag{135}$$

у којој је ΔS годишње колебање просечног интензитета сунчевог зрачења на географској ширини одређеног места.

Окада је тежио да постави аналитичке једначине за поље средњих температура, али при томе полази од географске континенталности, тако да се могу применити само на одређено место са његовом ближом или даљом околином [253]. Његов индекс континенталности изражен је у виду

$$k = \frac{10\,L}{R^2\,\pi}\,, \tag{136}$$

где је R полупречник круга одређене величине (за јапанске станице 20 км), L површина унутар круга. Тај индекс колеба од 0, ако је $L = 0$, до 10, ако је $L = R^2$.

Питањем о степену континенталности бавили су се Горчињски [254], Јохансон [255], Шрепфер [256], Мајзел [257] и други. Општа једначина степена континенталности, са отклањањем ширинског утицаја, гласи

$$k = p\,\frac{A}{\sin\varphi} - q\,; \tag{137}$$

у њој су p и q константе, које треба прорачунати. Јохансон је одредио константе у предњој формули под претпоставком да је за Торсхавн, Фарска Острва ($A = 7{,}6^0$) $k = 0$, за Верхојанск, Сибир ($A = 65{,}6^0$) $k = 100$, изражено у процентима. По томе је прорачунао да је $p = 1{,}6$, $q = 14$. Горчињски је такође извео исте константе према годишњем колебању температуре у Верхојанску и океанским местима на умереним ширинама јужне хемисфере. Међутим, он није употребио те вредности за прорачунавање степена континенталности, већ је узео за $p = 1{,}7$, за $q = 20{,}4$. Помоћу формуле о зависности годишњих колебања на умереним ширинама јужних океана (A_m) од географске ширине, која гласи

$$A_m = 12 \sin\varphi\,,$$

добија овакву једначину за степен континенталности, која се много примењује:

$$k = \frac{1,7}{\sin\varphi}(A - 12\sin\varphi) = \frac{1,7\,A}{\sin\varphi} - 20,4. \qquad (137a)$$

Али је Горчињски, у истом раду [254], извео и другу једначину, која је готово истоветна са Јохансоновом, наиме

$$k = \frac{1,7}{\sin\varphi} - 14,4. \qquad (137б)$$

Одређене вредности о степену континенталности овом једначином су отприлике за 3% веће од прорачунатих по једначини (137а).

Ево четири примера прорачунатих вредности k по једначини (137б):

1) Торсхавн (62,0° N, 6,8° W, 9 м)	A = 7,6°	$\sin\varphi$ = 0,8829	k = −0,6%
2) Јакуцк (62,0° N, 129,7° E, 102 м)	= 62,1°	= 0,8829	= 98,1%
3) Бијариц (43,5° N, 1,6° W, 35 м)	= 12,8°	= 0,6884	= 15,3%
4) Београд (44,8° N, 20,5° E, 132 м)	= 22,6°	= 0,7046	= 36,9%

Ако би се степен континенталности за Торсхавн прорачунао по једначини (137а) добило би се −5,8% уместо теориског 0%. Поднебље у овом теориском случају није уопште упливисано континентом. Из тога разлога је увек боље служити се изразом „континенталности", него „океанитетом". Ово би се, у наведеним примерима, односило једино на Торсхавн, јер има незнатну негативну вредност.

Горчињски је степене континенталности поделио у три групе:

1) прелазна океанска или маритимна k = од 0 до 33%,
2) континентална = од 34 до 66%,
3) екстремно континентална = од 67 до 100%.

Одговарајући овој квалификацији, Бијариц припада првој групи, Београд другој, а Јакуцк трећој групи.

Мајзел је у своме раду [257] отклонила дејство висинских разлика, пошто је утврдила да се годишње колебање температуре у Алпима и немачким планинама просечно смањи са висином за 0,21° на сваких 100 метара, и то од 0,16° у Рудним Планинама до 0,27° у Харцу.

Шрепфер [256, стр. 49] и Вујевић [258, стр. 3?—35] извели су из једначина Ценкера и Горчињског неке закључке о утицају географске ширине, висине и рељефа земљишта на степен континенталности и навели су за то погодне примере из Немачке одн. Југославије.

Потребно је упозорити да напред наведене једначине вреде само за више географске ширине. То се види из два примера за места у полутарском појасу са најекстремнијим степенима континенталности, које Јохансон истиче у своме раду [255, стр. 417—418]. То су

Ћиклајо (Перу), близу обале Тихог Океана, и Лулуабург (Конго), дубоко у унутрашњости Африке:

Ћиклајо	(6,7°S, 79,9°W, 5 м)	$A = 8{,}2^0$	$\sin\varphi = 0{,}1170$	$k = 99\%$
Лулуабург	(5,9°S, 22,8°E, 620 м)	$= 0{,}7^0$	$= 0{,}1035$	$= -3\%$

Приморско место Ћиклајо има, дакле, сличну континенталност Верхојанску, док Лулуабург, 1100 км далеко од обале, има изразитији океанитет од Торсхавна. Тиме је јасно указано да су употребљене формуле непримењиве за ниске ширине, отприлике у појасу од 15°N до 15°S.

Конрад је, тога ради, нешто изменио раније наведену једначину (137), чиме је избегнут њен највећи недостатак [259], и дао јој је овакав облик:

$$k = p\frac{A}{\sin(\varphi + \varphi_0)} - q\,. \qquad (138)$$

Додатак константног угла φ_0 знатно ублажава бесмислене вредности за k унутар полутарског појаса, које се могу повећати до ∞. Ако се узме да је $\varphi_0 = 10^0$, $p = 1{,}7$, $q = 14$ добија се једначина

$$k = \frac{1{,}7\,A}{\sin(\varphi + 10^0)} - 14, \qquad (138a)$$

И по тој једначини је k за Торсхавн око 0% (−0,4), за Верхојанск око 100% (100,2), али је много разумљивија за два полутарска места: Ћиклајо 48.5%, Лулуабург 4.3%. Наравно, ни та вредност не задовољава, јер Лулуабург има и даље изразито обележје маритимности.

Уз већину наведених радова штампане су и карте о географској расподели степена континенталности. Криве, које везују места са истом континенталношћу, зову се изоконтинентале.

Кернер у своме раду [260] узима за основу чињеницу да су јесењи месеци, у маритимном поднебљу, много топлији од одговарајућих пролетњих месеца, док је супротно у областима екстремног континенталног поднебља. Као обележје узима разлику између средње температуре октобра и априла d, али је множи са 100, а добијен производ дели са годишњим колебањем температуре A. Тај математички образац

$$q = 100\,\frac{d}{A}, \qquad (139)$$

изражен у процентима, назван је термодромски квоцијент q. Али је и Кернер увидео да се утицај географске ширине мора елиминисати. Одређењем релативне амплитуде годишњег колебања температуре, $\alpha = A : \sin\varphi$, добио је нову једначину

$$q' = 100\,\frac{d}{\alpha}, \qquad (139a)$$

којом је изражен релативни термодромски квоцијент q'.

Промене код ове величине показаће се у неколико примера:

Лас Палмас (Канарска О.) [75, стр. 191]	φ = 28° 07′	d = 3,7°	A = 6,2°	q = 59,7	q' = 28,2
Фуншал (О. Мадеира) [75, стр. 191]	32° 37′	4,0°	7,2°	55,6	29,8
Медвеђе Острво [232, стр. 68]	74° 28′	5,9°	15,4°	38,3	16,0
Иркуцк (Сибир) [93, стр. 33]	56° 16′	−1,7°	39,1°	−4,3	−3,6
Палагружа	42° 23′	3,9°	13,8°	28,3	19,0
Осијек	45° 33′	0,3°	22,8°	1,3	0,9

Кернер је вршио прорачунавање помоћу једначине (139) и места истих квоцијената у својој карти повезао је кривама. Њих је назвао термоизодроме.

Поред термичке, постоји и хигрична континенталност, којој припадају разни методи квоцијената између падавина с једне, а температуре, испаравања, парног напона, дефицита засићености с друге стране. Гамс је дао кратак преглед о свима наведеним методима са гледишта биљне географије [261].

Супротност између континенталног и маритимног поднебља може се нумерички изразити и индексом континенталности. Тај индекс, који је најпогоднији за модерна метеоролошка и климатолошка схватања, и који је много сигурнији од свих раније наведених вредности, добија се помоћу честине маритимних и континенталних ваздушних маса, нарочито ако почивају на аеролошким мерењима од десетак година. Ако се са C' означи честина ваздушних маса континенталног порекла, или измењених дужим задржавањем над површином неког континента, и са M' честина маритимних ваздушних маса, тада је — по Диниес-у [262] — индекс континенталности изражен квоцијентом C'/M'. У приложеној таблици су наведена два примера за индексе у појединим годишњим добима и у години. Први од њих показује услове у Франкфурту на Мајни (западна Немачка) [262], а други исте услове у централном делу Пенсилваније, једној од источних држава Сједињених Америчких Држава [263]. Треба истаћи да су оба ова предела отприлике на подједнаком отстојању од морске обале, а ипак показују веома велике разлике:

	зима	пролеће	лето	јесен	година
Западна Немачка	**0,58**	0,40	*0,18*	0,25	0,35
центр. Пенсилванија	**1,65**	1,08	*1,02*	1,07	1,24

По бројним вредностима се види да је годишњи индекс у Западној Немачкој 0,35, што значи да су овде маритимне ваздушне масе око трипут чешће од континенталних ваздушних маса. Годишњи индекс за централну Пенсилванију је, напротив, 1,24, тј. овај предео је отприлике за четвртину више под утицајем континенталних, него од маритимних ваздушних маса. Иначе су зимски индекси у оба предела знатно већи од летњих, што се нарочито истиче у Пенсилванији. Тај предео је упливисан резервоаром хладних континенталних ваздушних маса над Канадом и над Преријама, источно од Стеновитих Планина.

106. **Границе између појасева шума, степа и пустиња.** — На ниским географским ширинама владају увек наши летњи услови, јер је средња дневна температура висока у току целе године. На високим ширинама, напротив, стално преовлађују наши зимски услови, одговарајући тамошњим средњим дневним температурама. Између ова два екстремна типа поднебља шире се, на обе земљине полукугле, појасеви са све изразитијим разликама у температури појединих годишњих доба идући према половима. Још стари Грци су основне топлотне појасеве ограничили повратницима и стожерницима.

Кепен истиче [264, стр. 101] да за одржавање органског живота и људске културе није толико важна средња годишња температура, колико постојање или непостојање довољно хладног и довољно топлог годишњег доба. Тако, Ангмагсалик, на источној обали Гренланда ($\varphi = 65{,}6^0$ N), има средњу годишњу температуру од $-1{,}0^0$ [265, стр. 65], а Јакуцк, на средњем току Лене ($\varphi = 62{,}0^0$ N), средњу годишњу температуру од $-10{,}8^0$ [93, стр. 38]. Па ипак, док је источна обала Гренланда покривена ледом, око Јакуцка има шума, а донекле је могуће и ратарство, ма да је овде земљиште замрзнуто и топи се лети само у површинском слоју. Разлог толикој климатској разлици између ова два места је у томе, што најтоплији месец у Ангмагсалику има средњу температуру од $7{,}1^0$, док је у Јакуцку $18{,}9^0$.

То је разлог, што су неки научењаци узели одређене средње температуре за границу између појединих појасева. Супан је одавна [266] ограничио тропски појас годишњом изотермом од 20^{0}С, која се прилично подудара са поларном границом палме и пасатских ветрова, а умерени, према леденом појасу, изотермом од 10^0 у најтоплијем месецу, која се приближно поклапа и са поларном границом успевања дрвета. Кепен је поставио сличне границе [264, стр. 127] [129, стр. 16], али су ове много практичније. Област растења дрвета одељења је од поларног поднебља (*E*) средњом температуром од 10^0 у најтоплијем месецу. Прва област се раздељује у појасеве према средњој температури најхладнијег месеца; ова је у тропском кишовитом поднебљу (*A*) виша од 18^0, у умерено топлом кишовитом поднебљу (*C*) између 18^0 и -3^0, док је у поларном поднебљу испод -3^0. Температура најтоплијег месеца од 0^0 претставља границу између поднебља тундре (*ET*) и вечитог мраза (*EF*). Најзад се у сувим поднебљима (*B*) могу разликовати два различита ступња сувоте, тј. готово потпуно бескишно пустињско поднебље (*BW*) и краткотрајно кишовито степско поднебље (*BS*).

Велике тешкоће настају при процењивању дејства падавина. Значај одређене количине кише знатно се мења према степенима температуре, јер услед последњих настају разлике у јачини испаравања. Како та веза зависи од многих околности, Кепен се ограничио само на приближна одређења [264, стр. 128]. Искуством је утврђено да, у пределима са знатном разликом у температури и падавинама појединих годишњих доба, границе између шуме и степе зависе у знатној мери од тога да ли преовлађују зимске или летње падавине или постоји прелазни, неизразит период падавина. Граница између шумских и степских поднебља означена је у таквим плувиометриским режимима при-

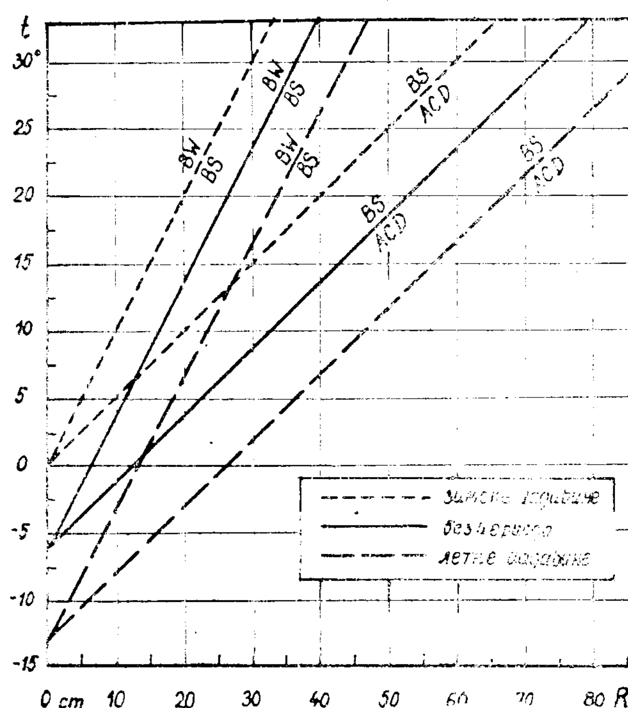
ближно следећим везама између годишње температуре t (^{0}C) и годишње висине падавина R (см):

(а) зимски период падавина $R = 2t$
(б) неизразит период падавина $R = 2(t + 14)$
(в) летњи период падавина $R = 2(t + 28)$.

За границу између степских и пустињских поднебља може се претпоставити да је годишња висина падавина за половину мања од напред установљене, тј. да су вредности на десној страни горњих једначина за половину мање:

(а′) зимски период падавина $R = t$
(б′) неизразит период падавина $R = t + 7$
(в′) летњи период падавина $R = t + 14$.

Кепен је дао и графички метод, који знатно олакшава одређивање граница између разних поднебља у његовом систему (слика 66). У томе приказу су вредности средње годишње температуре (^{0}C) нанесене на ординати, а средње годишње висине падавина (см) на апсциси. Поред тога, постоје три система правих линија. Један служи за одређење граница код зимског периода падавина (испрекидана линија са краћим цртицама), други код неизразитог периода падавина (пуна линија), трећи код летњег периода падавина (испрекидана линија са дужим цртицама). Унутар сваког система линија влада степско поднебље; лево од прве линије настаје пустињско поднебље, десно од друге линије почиње шумско поднебље.



Слика 66. — Граница између пустињског, степског и шумског поднебља (по В. Кепену)

Примери ће боље објаснити све наведено. Малта ($\varphi = 35,9^0$N) има ове просечне годишње вредности $R = 50$, $t = 17,8^0$ [75, стр. 185]; Сулина ($\varphi = 45,2^0$N) $R = 36$, $t = 10,8^0$ [75, стр. 174]. Али, у Малти преовлађују зимске кише и, према дијаграму, има шумско поднебље, ма да прилично блиско граници са степом, док Сулина има летње кише, и по томе изразито степско поднебље. Красноводск ($\varphi = 40,0^0$N), на источној обали Каспијског Језера, са $R = 11,5$, $t = 15,7^0$ [93, стр. 24], има зимске падавине, као и Малта, али већ припада пустињском поднебљу. Одиста се источно од овог места налазе велике пустиње Кара Кум и Кизил Кум.

До истих закључака се долази о поднебљу ових места, ако им се границе одреде по горњим једначинама. Наиме, ако је годишња висина падавина већа од прорачунате вредности за температуру на десној страни једначине, дотично место припада влажнијем поднебљу према одговарајућој граничној линији, тим више, што је већа разлика, и обратно. Тако је за *Малту*, по једначини (а), годишња вредност падавина, према прорачунатој температури, +14, што значи да то место има обележје шумског поднебља. Сулина, по једначини (в), има −41, дакле изразито степско обележје, док Красноводск, по једначини (а′), показује више пустињско поднебље, јер је ту вредност падавина −4.

107. **Индекс дејствености падавина.** — Раније је било споменуто (§ 106) да значај падавина за вегетацију не зависи само од њихове висине, већ и од истовремене јачине испаравања. При постојаној висини падавина остаће на расположењу за биљни живот знатно мање, ако је испаравање јако, него ако је слабо.

Торнтвет је, следујући Кепеновој класификацији, улазио још подробније у ова питања [267]. Зато долази до врло сложених једначина, које је тешко применити за практичне потребе. Он изводи квоцијент дејствености падавина (precipitation effectiveness ratio), како би добио повољнији израз за онај део падавина који делује на напредовање биљака. Тај квоцијент добија дељењем месечних висина падавина (*R*) са месечним испаравањем (*E*). Збир 12-омесечних квоцијената, дакле годишња вредност, назван је као индекс *R*/*E*. Али, пошто се испаравање мери у врло малом броју метеоролошких станица, Торнтвет је поставио сложенију једначину, по којој се горње вредности могу одредити помоћу података о падавинама и температури. До те једначине је дошао испитивањем веза између падавина, испаравања и температура на 21 станици у западном делу Сједињених Америчких Држава, где је испаравање мерено од априла до септембра у периоду од 4 до 12 година. Једначине гласе

$$\text{квоцијент} \quad \frac{R}{E} = 115\left(\frac{R}{T-10}\right)^{10/9} \tag{140}$$

$$\text{индекс} \quad \frac{R}{E} = I = \sum_{n=1}^{12} 115\left(\frac{R}{T-10}\right)^{10/9}, \tag{140a}$$

у којима је *R* изражено у инчовима, *T* у степенима Фарнхајта.

Примена ових једначина на друге пределе и на друга времена године, од октобра до марта, претставља недовољно оправдану екстраполацију, што писац наводи у своме раду. Иначе, ове једначине вреде само за обичне температуре између 30° F (−1,1° C) и 90° F (32,2° C). Прорачунавање ових величина, нарочито индекса, знатно је олакшано Торнтветовим номограмом [1*b*, стр. 306] и картама у његовим наведеним радовима.

Торнтвет је, упоређивањем својих индекса са обележајном вегетацијом у разним крајевима, добио пет различитих области влажности:

област влажности	тип вегетације	индекс P/E
врло влажна (A)	шума са постојаном кишом	128 и више
хумидна (B)	шума	64—127
субхумидна (C)	трава	32— 63
семиаридна (D)	степа	16— 31
аридна (E)	пустиња	мање од 16

Писац је, и поред недостатака својих индекса, конструисао карту о дејствености падавина у Сједињеним Америчким Државама, која даје веома јасан преглед о расподели сувих и влажних области у њима.

Овим једначинама се могу служити и оне земље у којима се падавине мере у милиметрима, температуре у Целзиусовим степенима, јер постоје међународне метеоролошке таблице [268], по којима се све ове вредности изразе у инчовима, одн. у Фарнхајтовим степенима. Примера ради навешће се просечне температуре и падавине за средњи месец појединих годишњих доба, изражене у Фарнхајтовим степенима и инчовима, за четири карактеристична места у Југославији, са одговарајућим квоцијентом дејствености падавина и са прорачунатим индексом:

	I	IV	VII	X	индекс
	Ријека				
T	43,0	54,1	74,7	58,1	
R	3,9	4,8	3,0	8,9	
квоц.	10,1	9,9	3,6	16,9	123
	Палагружа				
T	49,5	56,1	74,3	63,1	
R	1,4	1,3	0,4	2,0	
квоц.	2,6	2,0	0,4	2,8	24

	I	IV	VII	X	индекс
	Бачки Виногради				
T	30,2	51,8	71,2	52,3	
R	1,3	2,2	2,4	2,3	
квоц.	5,5	4,0	3,0	4,9	49
	Титов Велес				
T	34,3	54,1	76,3	56,3	
R	1,4	2,0	0,9	2,6	
квоц.	4,9	3,4	0,9	4,2	38

Квоцијенти су одређени помоћу номограма. Према добијеним индексима дејствености падавина може се закључити да Ријека има хумидно поднебље, Палагружа изразито семиаридно поднебље, Бачки Виногради јасно субхумидно поднебље, а Титов Велес неизразито субхумидно поднебље, близу границе са семиаридним. Све то вреди, наравно, под претпоставком да се услови западног дела Сједињених Америчких Држава могу применити и на Југославију. Ипак, прорачунати индекси указују на ту могућност, јер такве прилике владају одиста у нашим наведеним местима.

ПРИЛОГ

ТАБЛИЦА I

Редни број дана у обичној години, почињући од 1 јануара

датум	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1	1	32	60	91	121	152	182	213	244	274	305	335
2	2	33	61	92	122	153	183	214	245	275	306	336
3	3	34	62	93	123	154	184	215	246	276	307	337
4	4	35	63	94	124	155	185	216	247	277	308	338
5	5	36	64	95	125	156	186	217	248	278	309	339
6	6	37	65	96	126	157	187	218	249	279	310	340
7	7	38	66	97	127	158	188	219	250	280	311	341
8	8	39	67	98	128	159	189	220	251	281	312	342
9	9	40	68	99	129	160	190	221	252	282	313	343
10	10	41	69	100	130	161	191	222	253	283	314	344
11	11	42	70	101	131	162	192	223	254	284	315	345
12	12	43	71	102	132	163	193	224	255	285	316	346
13	13	44	72	103	133	164	194	225	256	286	317	347
14	14	45	73	104	134	165	195	226	257	287	318	348
15	15	46	74	105	135	166	196	227	258	288	319	349
16	16	47	75	106	136	167	197	228	259	289	320	350
17	17	48	76	107	137	168	198	229	260	290	321	351
18	18	49	77	108	138	169	199	230	261	291	322	352
19	19	50	78	109	139	170	200	231	262	292	323	353
20	20	51	79	110	140	171	201	232	263	293	324	354
21	21	52	80	111	141	172	202	233	264	294	325	355
22	22	53	81	112	142	173	203	234	265	295	326	356
23	23	54	82	113	143	174	204	235	266	296	327	357
24	24	55	83	114	144	175	205	236	267	297	328	358
25	25	56	84	115	145	176	206	237	268	298	329	359
26	26	57	85	116	146	177	207	238	269	299	330	360
27	27	58	86	117	147	178	208	239	270	300	331	361
28	28	59	87	118	148	179	209	240	271	301	332	362
29	29		88	119	149	180	210	241	272	302	333	363
30	30		89	120	150	181	211	242	273	303	334	364
31	31		90		151		212	243		304		365

У преступним годинама 29 фебруар одговара 60 редном броју; за сваки идући датум се вредност редног броја мора повећати за 1.

ПРИЛОГ

ТАБЛИЦА II

Вредности коефицијента $K(t, p)$ за прорачунавање еквивалентне температуре једначином (71) (по Ф. Линке-у)

°C	ваздушни притисак у милиметрима				
	780	760	740	720	700
−30	0,57	0,59	0,61	0,62	0,64
−25	0,95	0,97	1,00	1,02	1,05
−20	1,55	1,59	1,64	1,68	1,72
−18	1,87	1,92	1,98	2,04	2,09
−16	2,29	2,34	2,40	2,47	2,52
−14	2,75	2,81	2,88	2,97	3,02
−12	3,26	3,37	3,45	3,54	3,61
−10	3,90	4,01	4,11	4,23	4,33
−8	4,72	4,87	5,00	5,12	5,26
−6	5,80	5,87	6,00	6,20	6,40
−4	6,77	6,90	7,13	7,33	7,60
−2	7,90	8,00	8,25	8,50	8,75
0	9,09	9,32	9,58	9,84	10,1
2	10,5	10,7	10,9	11,2	11,5
4	12,0	12,2	12,5	12,9	13,3
6	13,9	14,2	14,6	15,1	15,5
8	15,8	16,2	16,6	17,2	17,6
10	18,1	18,6	19,1	19,6	20,1
12	20,6	21,1	21,7	22,3	22,9
14	23,4	24,2	24,8	25,5	26,2
16	26,6	27,3	28,2	28,9	29,7
18	30,2	30,8	31,7	32,7	33,6
20	34,2	35,1	36,1	37,0	38,2
21	36,4	37,2	38,4	39,4	40,4
22	38,6	39,5	40,6	41,7	43,0
23	40,8	41,9	43,4	44,5	45,6
24	43,5	44,5	46,0	47,3	49,4
25	46,7	47,5	48,8	50,2	51,6
26	49,0	50,1	51,6	53,0	54,6
27	51,9	53,2	54,6	56,9	57,8
28	54,9	56,3	57,9	59,6	61,2
29	58,3	59,7	61,4	63,0	64,7
30	61,9	63,5	65,2	67,0	68,8
31	65,4	67,2	69,1	71,1	72,6
32	69,2	71,2	72,9	75,2	76,7
33	73,3	75,2	77,1	79,3	81,3
34	77,6	79,6	80,4	84,0	85,0
35	82	84	86	89	91
36	87	89	91	94	96
37	92	94	96	99	102
38	97	100	102	105	108
39	103	105	108	111	114
40	108	110	113	116	120

ПРИЛОГ

ТАБЛИЦА III

Величине $\sqrt{1/n}$ за одређене вредности n од 1 до 1000

n	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0		1,000	0,707	0,577	0,500	0,447	0,408	0,378	0,354	0,333
10	0,316	,302	,289	,277	,267	,258	,250	,243	,236	,229
20	,224	,218	,213	,209	,204	,200	,196	,192	,189	,186
30	,183	,180	,177	,174	,171	,169	,167	,164	,162	,160
40	,158	,156	,154	,152	,151	,149	,147	,146	,144	,143
50	,141	,140	,139	,137	,136	,135	,134	,132	,131	,130
60	,129	,128	,127	,126	,125	,124	,123	,122	,121	,120
70	,120	,119	,118	,117	,116	,115	,115	,114	,113	,113
80	,112	,111	,110	,110	,109	,108	,108	,107	,107	,106
90	,105	,105	,104	,104	,103	,103	,102	,102	,101	,101
100	,100	,100	,099	,099	,098	,098	,097	,097	,096	,096
110	,095	,095	,094	,094	,094	,093	,093	,092	,092	,092
120	,091	,091	,091	,090	,090	,089	,089	,089	,088	,088
130	,088	,087	,087	,087	,086	,086	,086	,085	,085	,085
140	,085	,084	,084	,084	,083	,083	,083	,082	,082	,082
150	,082	,081	,081	,081	,081	,080	,080	,080	,080	,079
160	,079	,079	,079	,078	,078	,078	,078	,077	,077	,077
170	,077	,076	,076	,076	,076	,076	,075	,075	,075	,075
180	,075	,074	,074	,074	,074	,074	,073	,073	,073	,073
190	,073	,072	,072	,072	,072	,072	,071	,071	,071	,071

n	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
200	,071	,069	,067	,066	,065	,063	,062	,061	,060	,059
300	,058	,057	,056	,055	,054	,053	,053	,052	,051	,051
400	,050	,049	,049	,048	,048	,047	,047	,046	,046	,045
500	,045	,044	,044	,043	,043	,043	,042	,042	,042	,041
600	,041	,040	,040	,040	,040	,039	,039	,039	,038	,038
700	,038	,038	,037	,037	,037	,037	,036	,036	,036	,036
800	,035	,035	,035	,035	,035	,034	,034	,034	,034	,034
900	,033	,033	,033	,033	,033	,032	,032	,032	,032	,032

ЛИТЕРАТУРА

1. a) *Victor Conrad*, Methods in climatology (Harvard University Press, Cambridge, Massachusetts, 1944). — b) *V. Conrad* and *L. W. Pollak*, Methods in climatology. Second edition, revised and enlarged (Harvard University Press, Cambridge, Massachusetts, 1950).

2. *G. U. Yule* and *G. Kendall*, An introduction to the theory of statistics (Charles Griffin and Co., Ltd., London, 1940).

3. *G. Achenwall*, Abriss der Staatswissenschaft der Europäischen Reiche (1749).

4. *Leo Wenzel Pollak*, Verallgemeinerte Isobaren (Gerlands Beiträge zur Geophysik. Band XVIII. Leipzig, Akademische Verlagsgesellschaft m. b. H., 1927, стр. 297); —, Charakteristiken der Luftdruckfrequenzkurven und verallgemeinerte Isobaren in Europa (Prager Geophys. Studien. Vol. I. Prag, 1927).

4a. *Državni Geofizički zavod u Zagrebu*, Klimatski podaci za Zagreb, Grič-observatorij iz razdoblja 1862 do 1941 (80 godina) (Zagreb, Tisak nakladnog zavoda Hrvatske. Zagreb, 1946).

5. *C. E. P. Brooks* and Miss *G. L. Thorman*, The distribution of mean annual maxima and minima of temperature over the globe (Geophysical Memoirs. № 44, Meteorological Office London, 1928).

5a. *C. V. L. Charlier*, Vorlesungen über die Grundzüge der mathematischen Statistik (Lund, 1920).

6. *Karl Pearson* and *Alice Lee*, On the distribution of frequency (variation and correlation) of the barometric height at divers stations (Philos. Transactions of the Royal Society, Series A. Vol. 190. London, 1898, стр. 423—469).

7. *H. Arkin* and *R. R. Colton*, An outline of statistical methods. Fourts edition (New York, 1939, стр. 23).

8. *H. Meyer*, Anleitung zur Bearbeitung meteorologischer Beobachtungen für die Klimatologie (Verlag J. Springer, Berlin, 1891).

9. *Karl Knoch*, Handbuch für Klimatologie von Julius von Hann. Vierte umgearbeitete und vermehrte Auflage. I. Band (J. Engelhorns Nachf., Stuttgart, 1932).

10. *E. Rubinstein*, Haben unsere vieljährige Mittelwerte der Temperatur einen physikalischen Sinn? (Meteorologische Zeitschrift. 39 Jahrgang. 1922, стр. 236—239).

11. *Hans Maurer*, Zur Methodik der Untersuchungen über Schwankungen der Niederschlagsmengen (Ibid. 28 Jahrgang. 1911, стр. 97—114).

12. *C. E. P. Brooks*, The numerical basis of climate (The Meteorological Magazine. Vol. 76. London, 1947, стр. 9—14, 36—42, 56—59).

13. *H. W. Clough*, A statistical comparison of meteorological data with data of random occurence (Monthly Weather Review. Vol. 49, 1921, стр. 124—132).

14. *W. Köppen*, Durchschittliche Abweichung, Assymetrie und Korrelationsfaktor (Meteorologische Zeitschrift. 30. Jahrgang. 1913, стр. 113—121).

15. *H. Bauer*, *K. Wehrenberg* und *R. Zawadil*, Die Streuung des Luftdruckes über Europa im Januar und Juli (Gerlands Beiträge zur Geophysik. Band 22. Leipzig, Akademische Verlagsgesellschaft m. b. H, 1929, стр. 337—341).

15a. *Karl Erik Bergsten*, Some characteristics of the dispersion of the annual precipitation in Sweden during the period 1881—1940 (Lund Studies in Geography. Ser. A. Physical Geography. No. 1, 1950).

16. *A. Cornu*, Mémoire sur la détermination de la vitesse de la lumière entre l'Observatoire et Montlhéry (Annales de l'Observatoire de Paris. Mémoires. Tome XIII. Paris, Gauthier-Villars, 1876, стр. A. 220). — *Edgar W. Woolard*, The mean variability of a statistical coefficient (Monthly Weather Review. Vol. 49, 1921, стр. 132—133).

17. *Hann-Süring*, Lehrbuch der Meteorologie. Vierte umgearbeitete Auflage (Verlag Chr. Herm. Tauchnitz. Leipzig, 1926, стр. 111).

17a. Poggendorfs Annalen der Physik. Jubelband 1874, стр. 61.

18. Prof. Dr. *V. Conrad*, Die klimatologischen Elemente und ihre Abhängigkeit von terrestrischen Einflüssen (Handbuch der Klimatologie hrsg. v. W. Köppen und R. Geiger. Band. I. Teil B. Verlag Gebrüder Borntraeger, Berlin. 1936).

19. *E. H. Chapman*, On the use of the normal curve of errors in classifying observations in meteorology (Meteorological Office London. Professional Notes. No. 5. London, 1919, стр. 52—60).

20. *A. Angot*, Études sur le climat de la France. Température (Annales du Bureau Central Météorologique de France. Mémoires. Paris 1902, 1905, 1907, 1908).

21. *W. G. Reed*, Frost in the United States (Proc. Second Pan-Amer. Sci. Congres. Washington, D. C., 1917); —, Frost and the growing season (Atlas of American Agriculture. U. S. Department of Agriculture, Washington, D. C., 1918).

22. *K. Pearson*, Contribution to the mathematical theory of evolution. II. Skew variation in homogenuous material (Philos. Transact. of the Royal Society of London. Series A. Vol. 186. London 1896, стр. 370). — *R. de Montessus de Ballore*, Les courbes de Gauss dissymétriques et leur application à l'étude des phénomènes météorologiques (Mémorial de l'Office National Météorologique de France. No 9. Paris 1924).

23. *Reinhold Laaber*, Charakteristiken der Temperatur-Frequenzkurven auf dem Donnersberge und in Berlin (Gerlands Beiträge zur Geophysik. Band XXII. Leipzig, Akademische Verlagsgesellschaft m. b. H. 1929, стр. 329—336).

24. *Karl Ad. Sedlmeyer*, Über den Einfluss der Bewölkung auf die Charakteristiken der Lufttemperaturen an der niederländischen Küste (Ibid. Band XXII. 1929, стр. 341—346).

24a. *Arnold Court*, Temperature frequencies in the United States (Journal of Meteorology. Vol. 8, No 6. December 1951. Published by the American Meteorological Society. стр. 367—380).

25. *C. E. P. Brooks*, Le climat du Sahara et de l'Arabie (Le Sahara, ouvrage publié sous la direction de Masauji Hachisuka. Paris, Société d'éditions géographiques maritimes et coloniales, 1932, стр. 35).

26. *W. Köppen* und *H. Meyer*, Die Häufigkeit der verschiedenen Bewölkungsgrade als klimatisches Element (Archiv der Deutschen Seewarte. Band XVI, Nr. 5, Hamburg 1893).

27. *J. Goldberg*, Die Häufigkeit der Bewölkungsgrade und ihr jährlicher Gang (Meteorologische Zeitschrift 47. Jahrgang. 1930, стр. 184—187).

28. *E. Alt*, Die mittlere Abweichung der Temperatur-Monatsmittel in Mittel- und Südeuropa (Gerlands Beiträge zur Geophysik. Band 32. Leipzig, Akad. Verlagsges. m. b. H., 1931, стр. 141—148).

29. *U. Retzow*, Die interdiurne Veränderlichkeit der Temperatur in Europa (Annalen der Hydrographie und maritimer Meteorologie. 1915, стр. 394, 440, 513).

30. *W. Budig*, Der tägliche Gang der interdiurnen Veränderlichheit der Temperatur (Meteorologische Zeitschrift. 37. Jahggang. 1920, стр. 261).

31. *H. v. Ficker*, Veränderlickeit der Temperatur und Anomalie der Monatsmittel (Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. in Wien. Mathem. — naturw. Klasse, Band 128. Abt. IIa. Wien 1919, стр. 47—90).

32. *V. Conrad*, The variability of precipitation (Monthly Weather Review. Vol. 69. Washington, D. C., 1941. стр. 5—11).

33. *Erwin Biel*, Die Veränderlichkeit der Jahressumme des Niederschlags auf der Erde (Geographischer Jahresbericht aus Österreich. XIV. u. XV. Band. Leipzig u. Wien, Franz Deuticke, 1929, стр. 151—180).

34. *G. Hellmann*, Untersuchungen über die Schwankungen der Niederschläge (Abhandl. d. Kgl. Preuss. Meteorologischen Instituts. Band III, Nr. 1. Berlin 1909).

35. *E. Gherzy*, Étude sur la pluie en Chine (Observatoire Zi-Ka-Wei, 1928).

36. *V. Conrad*, The influence of altitude on the yearly course of air pressure (Bulletin of the American Meteorological Society. Vol. 20. 1939, стр. 207).

37. *V. Conrad,* Messung und Berechnung der Abkühlungsgrösse (Gerlands Beiträge zur Geophysik. Band XXI. Leipzig, Akad. Verlagsges. 1929, стр. 183—189).

38. *Wilhelm Schmidt,* Zur „Glättung" von Wertereihen und Kurven (Meteorologische Zeitschrift. 33. Jahrgang. 1916, стр. 455—460).

39. *W. Trabert,* Isothermen von Österreich (Denkschrifte d. mathem.-naturw. Classe d. kais. Akad. d. Wiss. Wien. Band LXXIII. Wien 1901).

40. Report of the Treasuree Committee. London 1877, стр. 94.

41. *L. W. Pollak,* Rechentafeln zur harmonischen Analyse (Leipzig, Johann Ambrosius Barth, 1926); —, Handweiser zur harmonischen Analyse (Prager Geophysikalische Studien. Band II. Prag 1928).

41a. *Karl Stumpff,* Tafeln und Aufgaben zur harmonischen Analyse und Periodogrammrechnung (Berlin, Verlag von Julius Springer, 1939).

42. *V. Conrad,* Anomalien und Isanomalen der Sonnenscheindauer in den österreichischen Alpen (Beihefte zu den Jahrbüchern der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien. Wien, 1938).

43. *D. Bruni,* The combination of observations (London 1917; The Meteorological Magazine, 1937, стр. 268).

44. Analyse harmonique (Lexique météorologique. Fascicule II. Mémorial de l'Office National Météorologique de France. Paris, 1926, стр. 24—25.

44a. *E. Ekhart,* Zur harmonischen Analyse (Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie. Serie B. Band IV. 2. Heft. Wien, Springer-Verlag, 1952, стр. 235—242).

45. *C. E. P. Brooks,* The reduction of temperature observations to means of 24 hours, and the elucidation of the diurnal variation in the continent of Africa (Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. Vol, 43. London, 1917, стр. 375—387); —, The true mean temperature (Monthly Weather Review. Vol, 49. 1921, стр. 226—229).

46. *Nils Ekholm,* Calcul de la température moyenne de l'air aux stations météorologiques Suédoises (Appendice aux Observations météorologiques suédoises. Vol. 56, 1924. Stockholm. 1916). — *Nils Ekholm,* Reduction of air temperatures at Swedish stations to a true mean (Monthly Weather Review. Vol. 45, 1917, стр. 58).

47. *Frank H. Bigelow,* Report on the temperatures and vapor tensions in the United States (United States Department of Agriculture, Weather Bureau, Bull. 5. Washington, D. C., 1909).

48. *A. de Candolle,* Géographie botanique raisonnée (Paris. Librairie Victor Masson, 1855).

49. *E. Hiltner,* Die Phänologie und ihre Bedeutung (München 1926, стр. 15).

50. *Alfred Angot,* On a method for classifying winters (Monthly Weather Review. Vol. 42, 1914, стр. 625); —, On a method for classifying summers (Ibid., стр. 629).

51. *A. Wagner,* Der jährliche Gang der meteorologischen Elemente in Wien, 1851—1920 (Klimatographie von Österreich. 10, Wien, 1930, стр. 63).

52. *W.A. Mattice,* Recent warm-weather trends as shown by graphs of accumulated temperature (Monthly Weather Review. Vol. 58, 1930, стр. 447—451).

53. *J. G. Mirochnitchenko,* Corrélation entre les sommes de température de l'air et la durée du cycle complet de végétation du cotonnier (La Météorologie. Tome VI. 1930, Paris, стр. 7—23).

53a. British agricultural meteorological scheme. Observers handbook (Conference of Empire meteorologists, 1929. London, Wyman & Sons, Lim., 1929).

53b. *H. Voigts,* Wärmestundensummen und phänologische Erscheinungen (Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie. Serie B. Band I, 3.-4. (Schluss-) Heft. Wien. Springer Verlag, 1949. str. 410—421).

53c. *N. Weger, W. Herbst* und *C. F. Rudloff,* Witterung und Phänologie der Blühphase des Birnbaumes (Wissenschaftliche Abhandl. d. Reichsamts für Wetterdienst. Band 7, Nr. 1, 1940). — *W. Herbst* und *N. Weger,* Zur Möglichkeit einer Voraussage des Blühtermines bei Obstgehölzen (Forschungsdienst. Band 9. 1940). — *N. Weger,* Obstbaumblüte und Wetter (Die Umschau. Band 13, 1942).

54. *W. Köppen,* Die Wärmezonen der Erde, nach der Dauer der heissen, gemässigten und kalten Zeit und nach der Wirkung der Wärme auf die organische Welt betrachtet (Meteorologische Zeitschrift hrsg. v. d. Deutschen Meteorologischen Gesellschaft Berlin. Erster Jahrgang. 1884, стр. 215—226).

55. *Eugenie Rubinstein*, Beziehungen zwischen dem Klima und dem Pflanzenreiche (Meteorologische Zeitschrift. 41. Jahrgang. 1924, стр. 15—17). — *Alexis J. Kaigorodov*, Climate Atlas of White Ruthenia (Mensk, 1927). — *E. Biel*, Klimatographie des ehemaligen österreichischen Küstenlandes (Denkschrifte d. Akad. d. Wissenschaften in Wien. Math.-naturw. Kl., 101. Band. Wien 1927). — *A. Wallén*, Climate of Sweden (Statens Met.-Hydr. Anstalt. Nr. 279. Stockholm 1930). — *E. Biel* und *O. Moese*, Versuch einer Anwendung des Andauerprinzipes auf das Klima von Japan (Gerlands Beiträge zur Geophysik Band 35, Leipzig, Akad. Verlagsges. m. b. H. 1932, стр. 241—262).

56. *C. F. R. Wappenhans*, Weather versus climate (Monthly Weather Review. Vol. XXVII, 1899, стр. 62).

57. *V. Conrad*, Beiträge zu einer Klimatographie der Balkanländer (Sitzungsberichte d. Akad. d. Wiss. in Wien. Math.-naturw. Kl., Band 130, Abt. IIa. Wien 1921, стр. 425—467).

58. *A. Schoenrock*, Verhältnis der Wintertage zu den Frosttagen (Meteorologische Zeitschrift. 40. Jahrgang. 1923, стр. 247—249).

59. Conférence des Directeurs à Varsovie 6—13 septembre 1935. Tome II, (Secrétariat de l'Organisation Météorologique Internationale № 29. Leyde, Hollande 1937).

60. *W. Köppen*, Der jährliche Temperaturgang in den gemässigten Zonen (Meteorologische Zeitschrift. 39. Jahrgang, 1922, стр. 386—389). — *W. Köppen*, Der jährliche Temperaturgang in den gemässigten Zonen und die Vegetationsperiode (Ibid. 43. Jahrgang, 1926, стр. 161—172).

61. *Osc. V. Johansson*, Zur Kritik der Bewölkungsbeobachtungen, insbesondere in Nordeuropa (Meteorologische Zeitschrift. 27. Jahrgang, 1910, стр. 241—250); —, Die internationale Vorschrift für die Schätzung der Bewölkung (Ibid. 36. Jahrgang, 1919, стр. 58—68).

62. *J. v. Hann*, Schlechte Mittel der Bewölkung als Folge eines mangelhaften Beschlusses des Meteorologen-Kongresse (Meteorologische Zeitschrift. 34. Jahrgang, 1916, стр. 131—133; —, Über die scheinbare Zunahme der Bewölkung in Wien (Ibid., 34. Jahrgang, 1917, стр. 388—390).

63. *Fritz Groissmayr*, Neue Ausdrücke für die Bewölkung (Meteorologische Zeitschrift. 39. Jahrgang, 1922, стр. 280—281).

64. Convention Météorologique Mondiale. Projet de Berlin (1939) d'une Convention Météorologique Internationale, légèrement modifié (литографисано, без ознаке године издавања, стр. A 152).

65. *B. C. Haynes*, Techniques of observing the weather (John Wiley & Sons. New York, 1950, стр. 53).

65a. *Thomas A. Blair*, Climatology general and regional (Prentice-Hall, Inc. New York, 1949, стр. 30).

66. *G. Mantel*, Zusammenhang zwischen der Anzahl heller und trüber Tage einer Periode und deren mittlerer Bewölkung (Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Central-Anstalt XIX. Jahrgang, 1882).

67. Dr. *Grossmann*, Die mittlere Bewölkung einer Periode als Funktion ihrer hellen und trüben Tage (Meteorologische Zeitschrift herausgegeben von der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft. Erster Jahrgang 1884. Berlin, A. Asher & Comp., стр. 341—348).

68. *V. Kremser*, Bemerkungen über die Beziehung der mittleren Bewölkung zur Anzahl der heiteren und trüben Tage (Ibid. Zweiter Jahrgang. Berlin, стр. 324—333).

69. *H. Landsberg*, On the relation between mean cloudiness and the number of clear and cloudy days in the United States (Transact. of the Amer. Geophys. Union. Part 3., 1945, стр. 456—457).

70. *H. v. Ficker*, Die Berechnung von Bewölkungsmittel aus der Zahl der heiteren und bedeckten Tage (Meteorologische Zeitschrift. 45. Jahrgang, 1928, стр. 302—305).

71. *Herbert Earlscliffe*, The utilization of fog (Monthly Weather Review. Vol. XXVI, 1898, стр. 466).

72. *Joseph Jaubert* (La Nature, 30. Décembre 1905. Paris).

73. Dr. *Marloth*, Über die Wassermengen, welche Sträucher und Bäume aus treibendem Nebel und Wolken auffangen (Meteorologische Zeitschrift. 23. Jahrgang, 1906, стр. 547—553).

74. Prof. Dr. *G. Schott*, Klimakunde der Südsee-Inseln (Handbuch der Klimatologie hrsg. v. W. Köppen u. R. Geiger. Band IV, Teil T. Berlin 1938).

75. Prof. Dr. *E. Alt*, Klimakunde von Mittel- und Südeuropa (Ibid. Band III, Teil M. Berlin 1932).

76. Dr. *Oto Oppitz*, Raspored padalina na Balkanskom Poluotoku po godišnjim dobima u postocima (Гласник Географског друштва. Свеска XXII. Београд 1936, стр. 50—58.

77. *G. Hellmann*, Untersuchungen über die Schwankungen der Niederschläge (Veröffentl. d. kgl. Preuss. Meteorologischen Instituts. Nr. 207. Abhandlungen Band III, Nr. 1. Berlin 1909).

78. *Otto Eberle*, Die Verteilung der extremen Regenschwankungen über die Erde (Petermanns Mitteilungen. Ergänzungs-Heft Nr. 195. Justus Perthes, Gotha 1927).

79. *E. Reichel*, Die extremen Schwankungen des Jahresniederschlages in der subpolaren Zone (Meteorologische Zeitschrift. 45. Jahrgang. 1928, стр. 291—299 и 400).

80. *К. Милосављевић*, Интензитет пљускова у Београду, Врњачкој Бањи и Прилепу (Српска академија наука. Посебна издања. Књига CXCIV. Хидротехнички институт. Књига I. Београд 1952).

81. *Vitalij Manohin*, Kratek pregled temperatur in padavin v Ljubljani v 100-letni opazovalni dobi 1851—1950 (Geografski vestnik XXIV. 1952. Ljubljana 1952, стр. 135—144).

82. *J. Wishart*, On the secular variation of rainfall at Rothamsted (Mem. of the Royal Meteorological Society III, Nr. 27, London 1930). — *P. Vujević*, Variations périodiques du climat en Yougoslavie (Comptes rendus du Congrès International de Géographie Varsovie 1934. Tome deuxième: Travaux de la section II. Varsovie 1936, стр. 636—649). — *E. Bénévent*, Sur les variations périodiques des éléments climatiques en Afrique (Ibid., стр. 667—673).

83. *A. Angot*, Régime des pluies de la Péninsule Ibérique (Annales du Bureau Central Météorologique de France. Année 1893. I. Mémoires. Paris 1895, стр. 171—172).

84. *B. C. Wallis*, The rainfall of the northeastern United States (Monthly Weather Review. Vol. 43. 1915, стр. 11—14); —, The distribution of the rainfall in the eastern United States (ibid., стр. 14—24).

85. *Aug. Thraen*, Tabelle für die Darstellung der jährlichen Periode nach *Angots* relativen pluviometrischen Koeffizienten (Meteorologische Zeitschrift. 30. Jahrgang. 1913, стр. 37—39).

86. Conférence des Directeurs à Varsovie 6—13 septembre 1935. Tome I. (Secrétariat de l'Organisation Météorologique Internationale № 29. Leyde, Hollande 1937; резолуција 13, стр. 41).

87. *С. П. Бајаловић*, Лекције из експерименталне физике (Београд, Штамп. Краљ. Србије 1891, стр. 50).

88. *А. Воейковъ*, О распредѣленiи дождей въ Россiи (Метеорологическiй сборникъ издаваемый Императорскою Академiею Наукъ. Томъ I. Санктпетербургъ 1870, стр. 172—200).

89. *F. H. Bigelow*, The daily normal temperature and the daily normal precipitation of the United States (U. S. Weather Bureau, Bulletin R, Washington D. C., 1904).

90. *W. Köppen*, Die jährliche Periode der Regenwahrscheinlichkeit in der nördlichen Hemisphäre (Zeitschrift der österr. Gesellschaft für Meteorologie. XI. Band. Wien 1876, стр. 33—39, 49—57).

91. *Wladimir Köppen*, Regenhäufigkeit und Regendauer (Ibid. XV. Band. Wien 1880, стр. 362—367); —, Zur Charakteristik der Regen in Nordwesteuropa und Nordamerika (Meteorologische Zeitschrift hrsg. v. d. Deutschen Meteorologischen Gesellschaft. Berlin 1885, стр. 10—24).

91a. *R. Bricault* et *M. Striffling*, Pluies et agriculture dans la région lyonnaise (La Météorologie. Janvier-Mars 1952. Paris, стр. 1—6).

92. *L. Chaptal*, La mesure de la pluie en climatologie agricole (Annales Agronomiques 1931, стр. 223—245).

92a. Др. *Марко Милосављевић*, Висина „ефикасних падавина" у Београду Godišnjak Poljoprivrednog fakulteta u Zemunu br. 4. Beograd 1952, стр. 87—94).

93. *E. Wanner*, Beiträge zur meteorologischen Statistik (Vierteljahrsschriften der naturforsch. Gesellschaft Zürich. 85. 1940, стр. 15—28).

94. Prof. Dr. *W. Köppen*, Klimakunde von Russland in Europa und Asien (Händbuch der Klimatologie hrsg. v. W. Köppen u. R. Geiger. Bänd III, Teil N 2. Hälfte, Berlin 1939).

94a. *A. N. Livathinos*, Sur les hauteurs, la durée et l'intensité des pluies à Athènes (Extrait des Praktika de l'Académie d'Athènes, 8, 1933, стр. 181).

95. Dr. *Griffith Taylor*, The geographic representation of the effect of climate on man and the control of settlement by humidity and temperature (Commonwealth of Australia. Bur. of Meteorol. Bull. № 14. Melbourne 1916) — в. и *Verna B. Flanders*, The use of charts and graphs in the study of climate (Monthly Weather Review. Vol. 50. 1922. Washington 1923, стр. 481—484).

96. *W. F. Tyler*, A scheme for the comparison of climates (The Journal of balneology and climatology. London, John Bale, Sons & Danielsson, Ltd., 1904); —, Hythers and the comparison of climates (Monthly Weather Review. Vol. XXXV. 1907, стр. 267—269).

97. Dr. *E Kidson*, The climate of New Zealand (Handbuch der Klimatologie hrsg. v. W. Köppen u. R. Geiger. Band IV, Teil S. Berlin 1932).

98. Prof. *Griffith Taylor*, Climatology of Australia (Ibid. Band IV, Teil S).

99. *E. N. Munns*, Climatic phenomena (Monthly Weather Review. Vol. 50. 1922, стр. 477—481).

100. *G. Eiffel*, Comparaisons graphiques des valeurs mensuelles, saisonnières et annuelles des principaux éléments dans diverses stations françaises pour l'année 1906 (прилог уз „Atlas météorologique de 1906“).

101. *Катарина Милосављевић*, Кишне и сушне периоде у НР Србији (Издање Института за водну привреду НР Србије. Београд, 1951).

102. *R. De C. Ward*, The climates of the United States (New York, 1925, стр. 226.

103. *Павле Вујевић*, О поднебљу Хвара (Гласник Географског друштва. Свеска XIV. Београд 1928, стр. 86—91).

104. *G. Hellmann*, Die Dürreperiode im Frühjahre 1893 (Deutsch. Meteorol. Jahrb. Erg. Nied. 1893).

105. *W. Knochenhauer*, Dürre und Dürreperioden 1934 (Wissenschaftl. Abhandl. Band 3. Nr. 9, Berlin 1937).

106. *G. Wussow*, Die Haüfigkeit zu nasser und zu trockener Sommermonate (Regenklemmen) in Ostpreussen (Tätigkeits-Bericht des Preuss. Meteorol. Instituts für 1925, стр. 79—93.

107. *E. Kleinschmidt*, Die Haüfigkeit dürrer und nasser Monate in Württemberg und Hohenzollern (Württembergische Jahrbücher für Statistik und Landeskunde. Jahrgang 1928, Stuttgart, Druck von W. Kohlhammer. 1929. стр. 188).

108. *C. H. Edelman*, De invloed van het klimaat op het ontotoan van de bodem in het algemeen en de Nederlandse bodem in het bijzonder (Tijdschrift van het Keninklijk Nederlandsch Aardrijskundig Genootschap. Deel LXIV. № 3. Mei 1947, стр. 297—302.

109. *W. Köppen*, Versuch einer Klassifikation der Klimate, vorzugsweise nach ihren Beziehungen zu Pflanzenwelt (Meteorologische Zeitschrift. 18. Jahrgang. 1901, стр. 106—120).

110. *Axel Wallén*, Facteur de pluie et indice d'aridité (Geografiska Annaler. Årg. IX, Häft. 3, Stockholm 1927, стр. 225—227).

111. *R. Lang*, Versuch einer exakten Klassifikation der Böden in klimatischer und geologischer Hinsicht (Internationale Mitteilungen für Bodenkunde 1915); —, Verwitterung und Bodenbildung als Einführung in die Bodenkunde (Stuttgart 1920).

112. *Paul Hirth*, Die Isonotiden (Petermanns Mitteilungen, 72. Jahgang. 1926. Gotha. Justus Perthes, стр. 146—149).

113. *J. Száva-Kovács*, Einige Bemerkungen über die Isonotiden (Ibid. 73. Jahrgang, 1927, стр. 198—199).

114. *A. Meyer*, Über einige Zusammenhänge zwischen Klima und Boden in Europa (Dissert. in Zürich. Jena 1926).

115. *D. Szymkiewicz*, Études climatologiques (Acta Societatis botanicorum Poloniae. Tome I. 1, 1923: Tome I, 2, 1924 и 4, 1925; Tome III, 1, 1925).

116. *Emm. de Martonne*, Une nouvelle fonction climatologique: l'indice d'aridité (La Météorologie. Paris, octobre 1926).

117. *E. Reichel,* Der Trockenheitsindex insbesondere für Deutschland (Tätigkeits-Berichte d. Preuss. Meteorol. Instituts. 1928, стр. 84-105).

118. *Emm. de Martonne* et Mme *Fayol,* Sur la formule de l'indice d'aridité (Comptes rendus de l'Academie des Sciences, tome 200. Paris 1935, стр. 166—168). — *Emm. de Martonne,* La formule de l'indice d'aridité (Recueil de travaux dédié par la Société Géographique de Lwów à Eugenjusz Romer. Lwów 1934, стр. 357—364).

119. *A. Ångström,* A coefficient of humidity of general applicability (Geografiska Annaler. Årg. XVIII. Häft. 3—4. Stockholm 1936, стр. 245—254).

120. *W. Gorczynski,* The aridity coefficient and its applications to California (Scripps Institution of Oceanography. La Jolla, Calif., 1939); —, Comparison of climate of the United States and Europe (Polich Institute. Series № 7. New York, 1945, стр. 272—281).

121. *J. Steger,* Beiträge zur Kenntnis der Dauer und Höhe der Schneedecke in Norddeutschland (Inaug.-Dissert. Münster i. W., Erfurt 1913).

121a. Dr. *Pavle Vujević,* Podneblje FNR Jugoslavije (Arhiv za poljoprivredne nauke. Gogina VI, Sveska 12. Beograd 1953, стр. 1—46).

122. *Osk. V. Johansson,* Dämpfende Wirkungen des Schnees und Eises auf die Lufttemperatur (Öfversigt af Finska Vetenskaps-Soc. Förhandl. LV. 1912—1913. Afd. A, Nr. 11. Helsingfors 1913). — *W. Schmidt,* Der Einfluss der Schmelzwärme im Wiener Klima (Sitzungs-Berichte d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-naturw. Kl. Band CXXIV, Abt. IIa. 1915, стр. 517).

123. *O. Eckel,* Über die Schwankungen der Schneeverhältnisse in Davos (Meteorologische Zeitschrift. 55. Jahrgang. 1938, стр. 359—365).

124. *V. Conrad,* Der Anteil der Schnees am Gesammtniederschlag und seine Beziehungen zu den Eiszeiten (Gerlands Beiträge zur Geophysik. Band 45. Leipzig, Akademische Verlagsgesellschaft m. b. H, 1935, стр. 215—236).

125. *Mario Bossolasco,* Le precipitazioni nevose nell Italia Settentrionale (Rivista geofisica pura e applicata. Vol. XIII. Milano, 1948).

126. *Viktor Paschinger,* Die Schneegrenzen in verschiedenen Klimaten (Petermanns Mitteilungen. Ergänzungs-Heft 173. Gotha, Justus Perthes, 1912).

127. *Helmut Landsberg,* Physical climatology (School of Mineral Industries. The Pennsylvania State College. 1950).

128. *F. Lahmeyer* und *C. Dorno,* Assuan, eine meteorologisch-physikalisch-physiologische Studie (Braunschweig, Friedrich Vieweg & Sohn A. G., 1932).

129. Prof. Dr. *W. Köppen,* Das geographische System der Klimate (Handbuch der Klimatologie hrsg. v. W. Köppen u. R. Geiger. Band I, Teil C. Berlin 1936).

130. Aspirations Psychrometer Tafeln hrsg. v. Preuss. Meteorol. Institut (Friedr. Vieweg & Sohn, Akt-Ges. 1927).

131. Dr. *Willi Ule,* Zur Beurtheilung der Evaporationskraft eines Klimas (Meteorologische Zeitschrift. 8. Jahrgang 1891, стр. 91—96). — *W. Krebs,* Das Messen der Verdunstungsenergie mit dem Doppelthermometer (Ibid. 12. Jahrgang 1895, стр. 273—276). — Dr. *Wilh. Trabert,* Neuere Beobachtungen über die Verdampfungsgeschwindigkeit (Ibid. 13. Jahrgang 1896, стр. 261—263). — *G. Schwalbe,* Über die Darstellung des jährlichen Ganges der Verdunstung (Ibid. 19. Jahrgang 1902, стр. 49—59).

132. *Hermann Dobisch,* Das Doppelthermometer als Verdunstungsmesser (Ibid. 31. Jahrgang 1914, стр. 287—290).

133. *W. Köppen,* Verdunstungsmenge, Verdunstungskälte und Dampfhunger (Ibid. 34. Jahrgang 1917, стр. 49—58).

134. *M. Robitzsch,* Unter welchen Bedingungen ist die Verdunstungsgrösse der psychrometrischen Differenz proportional? (Gerlands Beiträge zur Geophysik. Band 32. Leipzig, Akad. Verlagsges. m. b. H. 1931, стр. 202—204).

135. *Mark W. Harrington,* Sensible temperatures (Internat. Medical Magazine 3, 1894, стр. 481—485).

136. *W. G. Kendrew,* Climatology treated mainly in relation to distribution in time and place (Oxford, Clarendon Press, 1949).

137. *F. A. Berry, Jr.-E. Bollay-Norman R. Beers,* Handbook of Meteorology (New York—London. Mc Graw-Hill Book Company, Inc. 1945.

138. *Franz Linke,* Das Prött-Theorem (Meteorologische Zeitschrift. 39. Jahrgang 1922, стр. 267—272).

139. *C. W. B. Normand*, Wet bulb temperatures and the thermodynamics of the air (Indian Meteorological Department. Memoirs Vol. 23, № 1. Calcutta 1921).

140. Dr. *C. Braak*, Klimakunde von Hinterindien und Insulinde (Handbuch der Klimatologie hrsg. v. W. Köppen u. R. Geiger. Band IV, Teil R. 1931).

141. *Wilhelm Bezold*, Theoretische Betrachtungen über die Ergebnisse der wissenschaftlichen Luftfahrten des Deutschen Vereins zür Förderung der Schiffahrt in Berlin (Wissenschaftliche Ballonfahrten hrsg. v. Assmann u. Berson. Band 3. Braunschweig, Friedr. Vieweg und Sohn, 1900, стр. 310).

142. *Hann-Süring*, Lehrbuch der Meteorologie. Fünfte vollständig neubearbeitete Auflage (Verlag von Willibard Keller in Leipzig, 1939).

142a. *F. Linke*, Meteorologisches Taschenbuch (Leipzig, Akademische Verlagsgesellschaft, 1931).

143. *Leonard Hill*, The science of ventilation and open air treatment. Parts I and II. (Medical Research Council. Spec. Report Ser. № 32, 1919; № 52, 1920, London H. M. Stationary Office). — *D. H. Ash, L. Hill, H. M. Vernon* and *others*, The katathermometer y „Studies of the body heat and efficiency" (Ibid. № 73. London 1923). — *L. Hill, Angus* and *E. M. Newbold*, Further experimental observations to determine the ratio between kata-cooling power and atmospheric conditions (Journ. Ind. Hyg., Vol. 10, 1928, стр. 391 и дальe).

144. *Konrad Büttner*, Physikalische Bioklimatologie. Probleme und Methoden (Leipzig. Akademische Verlagsgesellschaft 1938, стр. 99).

145. *Robert G. Stone*, On the practical evolution and interpretation of the cooling power in bioclimatology (Bulletin of the American Meteorological Society. Vol. 24, 1943, стр. 295—306, 327—339).

146. *Helmar Lehmann*, Mikroklimatische Untersuchungen der Abkühlungsgrösse in einem Waldgebiete (Veröffentl. d. Geophysik. Instituts der Universität Leipzig. Zweite Serie. Band 7, Heft 4. Leipzig 1936).

147. *C. F. Brooks*, The cooling of man under various weather conditions (Monthly Weather Review. Vol. 53. 1925, стр. 423—424). — *D. Brunt*, The reactions of the human body to its physical environment (Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. Vol. 69. London 1943, стр. 104—107). — *J. H. Plummer, M Ionides, P. A. Siple*, Thermal balance of the human body and its application as an index of climatic stress (Climatology and Environmental Protection Section, Military Planning. Division Office of the Quartermaster General, Washington, D. C., 1945).

148. *R. Thilenius* und *C. Dorno*, Das Davoser Frigorimeter, ein Instrument zur Dauerregistrierung der physiologischen Abkühlungsgrösse (Meteorologische Zeitschrift 42. Jahrgang. 1925, стр. 57—60). — *R. Thilenius*, Die Konstruktion des Davoser Frigorimeters (Ibid. 48. Jahrgang. 1931, стр. 254—260). — *H. Lossnitzer*, Über ein neues Frigorimeter (Zeitschrift f. wissenschaftliche Bäderkunde. Band 35. 1930, стр. 196). — *H. Lettau*, Ein neues Registriergerät für das Davoser Frigorimeter (Veröffentl. d. Geophysik. Instituts der Universität Leipzig. Zweite Serie. Band 10. Leipzig 1938, стр. 131—141).

149. *C. Dorno*, Das Klima von Agra (Tessin), eine dritte und letzte meteorologisch-physikalisch-physiologische Studie (Braunschweig, Friedr. Vieweg & Sohn A. D., 1934).

150. *M. Robitzsch*, Abkühlungsgrösse, Katathermometer und Aequivalenttemperatur (Gerlands Beiträge zur Geophysik. Band 25. Leipzig, Akad. Verlagsges., m. b. H. 1925, стр. 194).

151. *K. Büttner*, Kritisches über Abkühlungs- und Austrocknungsgrösse (Meteorologische Zeitshrift. 50. Jahrgang. 1933, стр. 126—130).

152. *Charlotte Henneberger*, Tagesgang und Komponenten der Abkühlungsgrösse (Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie. Serie B. Band II, 1.—2. Heft. Wien, Springer-Verlag, 1950, стр. 86—119).

152a. *H. Maede* und *H. Matzke*, Die Abkühlungsgrösse in ihrer Abhängigkeit von typischen Wetterlagen, dargestellt am Beispiel von Greifswald (Zeitschrift für Meteorologie. Band 7. Akademie-Verlag GmbH. Berlin. 1953, стр. 307—313).

153. *C. Dorno*, Die Abkühlungsgrösse in verschiedenen Klimaten nach Dauerregistrierungen mittels des „Davoser Frigorimeters" (Meteorologische Zeitschrift 45. Jahrgang. 1928, стр. 401—421).

154. *V. Conrad*, Abkühlungsgrösse als klimatischer Faktor und ihre Bedeutung (Zeitschrift der angewandten Meteorologie. Das Wetter. 46. Jahrgang. Berlin, Otto Salle, 1929, стр. 44—50).

155. *Gottlieb Schmid*, Die Abkühlungsgrösse auf der Zugspitze (Deutsches Meteorol. Jahrbuch für Bayern 1932. Anhang C., München 1933, 42 стр.).

156. *W. Mörikofer*, Zur Klimatologie der Abkühlungsgrösse (Acta Davosiana. 1. № 3, 1933, 24 стр.).

157. *W. F. Tyler*, Some psycho-physics of climate (Journal of State Medicine. Vol 42. 1933).

157a. *A. Seybold* und *H. Woltereck:* Klima — Wetter — Mensch. Zweite, überarbeitete Auflage (Quelle & Meyer, Heidelberg, 1952), стр. 76—77.

158. *W. W. Spangenberg*, Meteorologische Beobachtungen an schwülen Tagen (Zeitschrift für Meteorologie. Jahrgang 4. Deutscher Zentralverlag GmbH. Berlin 1950, стр. 8—16).

159. *J. Vincent*, Nouvelles recherches sur la température climatologique (Annales météorologiques de l'Observatoire Royal de Belgique. Année 1907. Nouvelle série. Bruxelles 1907).

160. *W. Knoche*, El „Valor de Desecacion" como factor climatologico (Revista Chilena de Historia y Geografia 1919, Nos. 34, 35); —, Der „Austrocknungswert" als klimatischer Faktor (Archiv der Deutschen Seewarte. 48. Band, № 1. Hamburg 1929, 47 стр.).

161. *H. Bigelow*, The laws of the evaporation of water from pans, reservoirs, and lakes, sand, soil and plants (Bulletin of the Argentine Meteorological Office. Bull. № 2. Buenos Aires 1912, 147 стр.).

162. *G. Hellmann*, Luftruhe als Klimafaktor (Meteorologische Zeitschrift. 43. Jahrgang 1926, стр. 348—350).

163. в. упоређења ради *П. Вујевић*, О поднебљу Хвара. Ветрови (Гласник Географског друштва. Свеска XVI. Београд 1930, стр. 104 и 106).

164. *H. U. Sverdrup*, Der nordatlantische Passat (Veröffentl. d. Geophysik. Instituts der Universität Leipzig. Zweite Serie. Spezialarbeiten Band II, Heft 1. Leipzig 1917). — *P. H. Gallé*, Klimatologie van den Indischen Oceaan (K. Nederl. Meteor. Inst. Nr. 102. Mededeelingen en Verhandelingen 29a. S-Gravenhage 1924). — *V. Conrad*, Die Christmas Insel. Ein Beitrag zur Kenntnis des Klimas und der Meteorologie des Indischen Oceans (Meteorologische Zeitschrift. 43. Jahrgang. 1926, стр. 41—48).

165. *V. Conrad*, Homogenitätsbestimmung meteorologischer Beobachtungsreihen (Meteorologische Zeitschrift 42. Jahrgang. 1925, стр. 482—485).

166. *F. R. Helmert*, Die Ausgleichsrechnung nach der Methode der kleinsten Quadrate (Berlin. Zweite Auflage. 1907, стр. 339).

167. *V. Conrad* und *C. Schreier*, Die Anwendung des Abbe'schen Kriteriums auf geophysikalische Beobachtungsreihen (Gerlands Beiträge zur Geophysik. Band XVII, Heft 3. Akad. Verlagsges. m. b. H., 1927, стр. 372—378).

168. *C. Kassner*, Carl Heinrich Wilhelm Mahlmann (Meteorologische Zeitschrift: 29. Jahrgang. 1912, стр. 309—318). — Малманов рад о томе је: Mittlere Vertheilung der Wärme auf der Erdoberfläche (Doves Repertorium der Physik. Band IV. 1841, стр. 1—174).

169. *J. v. Lamont*, Über die Bedeutung arithmetischer Mittelwerthe in der Meteorologie (Zeitschrift der österreichischen Gesellschaft für Meteorologie. II. Band. Wien 1867, стр. 245—246).

170. *G. v. Elsner*, Einfluss der Inhomogenität einer Beobachtungsreihe der Lufttemperatur auf die auf eine längere Periode zurückgeführten Mittel einer kürzeren Reihe (Meteorologische Zeitschrift. 39. Jahrgang. 1922, стр. 14—16).

171. *J. Hann*, Die Temperaturverhältnisse der österreichischen Alpenländer. I. Theil (Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissenschaften Wien. XC. Band, Nov. 1884).

172. *J. Birkeland* und *E. Frogner*, Die extreme Variabilität der Lufttemperatur (Meteorologische Zeitschrift. 52. Jahrgang. 1935, стр. 349).

173. *Eduard Brückner*, Klimaschwankungen seit 1700 nebst Bemerkungen über die Klimaschwankungen der Diluvialzeit (Penck's Geographische Abhandlungen. Band IV, Heft 2. Wien, Ed. Hölzel, 1890).

174. *P. Heidke*, Ergänzung ausgefallener Einzel-, Monats- und Jahreswerte für die Terminbeobachtungen und die Extreme der Temperatur (Meteorologische Zeitschrift. 40. Jahrgang. 1923, стр. 10—13).

174a. *Robert E. Horton*, Rainfall interpolation (Monthly Weather Review. Vol. 51 № 6. June, 1920. Washington, Government Printing Office, 1923, стр. 291—304).

175. Prof. Dr. *Franz Baur*, Rechnerische und mathematisch-statistische Hilfsmitte des Meteorologen (F. Linke: Meteorologisches Taschenbuch IV. Vierte Auflage. Leipzig, Akademische Verlagsgesellschaft, 1943, стр. 35—38).

176. *F. E. Clements*, Nature of the problem of the cycle (Report of a conference on cycles. A supplement to „The Geographical Review". Vol. XIII. October 1923, стр. 657—659).

177. *A. Schuster*, On the investigation of hidden periodicities with application to a supposed 26-day period of meteorological phenomena (Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity. Vol. III. Baltimore 1898, стр. 13—41); —, The periodogram of magnetic declination as obtained from the records of Greenwich Observatory during the years 1871—1895 (Transactions of the Cambridge Philosophic Society. Vol. 18. 1900, стр. 107); —, The periodogram and its optical analogy on sunspot periodicities — preliminary note (Proceedings of the Royal Society. London. Series A. Vol. 77, 1906, стр. 136).

178. *V. Conrad*, Der Expektanzbegriff von Arthur Schuster (Meteorologische Zeitschrift 41. Jahrgang. 1924, стр. 299—306, 389—390).

179. *J. Bartels*, On the determination of minute periodic variations (Quarterly Journal of the Royal Meteor. Society. London. Vol. 52., 1926, стр. 173—176); —, Zur Morphologie geophysikalischer Zeitfunktionen (Sitzungsber. d. Preuss. Akad. d. Wiss., Physik.-math. Klasse XXX. Berlin 1935, стр. 504—525).

180. *Karl Stumpff*, Analyse periodischer Vorgänge. Ein Abriss der Periodenfrage mit besonderer Berücksichtigung moderner Methoden (Sammlung geophys. Schriften № 6. Berlin 1927); —, Über die Zufallswahrscheinlichkeit von Periodizitäten in Beobachtungsreihen. Grundlagen einer allgemeinen Expektanztheorie (Veröffentl. d. Meteorolog. Instituts d. Universität Berlin. Band I, Heft 2. Verlag von Dietrich Reimer, Berlin 1936); —, Grundlagen und Methoden der Periodenforschung (Berlin 1937).

181. *Franz Baur*, Die Erscheinungen des Grosswetters. Erstes Kapitel: Grosswetter und Erhaltungsneigung (Hann-Süring, Lehrbuch der Meteorologie. Fünfte vollständig neubearbeitete Auflage. Leipzig 1949. стр. 903—917).

182. *Dinsmore Alter:* A group or correlation periodogram, with application to the rainfall of the British Isles (Monthly Weather Review Vol. 55. 1927. Washington 1928, стр. 263—266).

183. *R. de Montessus de Ballore*, La méthode de corrélation (Mémorial de l'Office National Météorologique de France. № 15, Paris, Etienne Chiron, Editeur. 1926).

184. *R. H. Hooker*, An elementary explanation of correlation, illustrated by rainfall and depth of water in a well (Quarterly Journal of the Royal Meteorol. Society. Vol. 34. London 1908, стр. 277).

185. *Gilbert T. Walker*, Correlation in seasonal variation of climate (Memoirs of the Indian Meteorol. Department. Vol. XX, Part 6, Simla 1909).

186. *Franz Baur*, Die Verwendung der Korrelationsmethode in der Metorologie (Meteorologische Zeitschrift 42. Jahrgang. 1925, стр. 247—250).

187. Sir *Napier Shaw*, Manual of Meteorology. Volume I. Meteorology in history (Cambridge University Press, 1942, стр. 284).

188. *J. Hann*, Die Anomalien der Witterung auf Island in dem Zeitraume 1851—1900 und deren Beziehungen zu den gleichzeitigen Witterungsanomalien in Nordwesteuropa (Meteorologische Zeitschrift 22. Jahrgang. 1905, стр. 76—77).

189. *Karl Pearson* and *L. N. G. Filon*, Mathematical contributions to the theory of evolution. IV. On the probable errors of frequency constants and on the influence of random selection on variation and correlation (Philos. Transactions of the Royal Society. Series A. Vol. 191, 1898), стр. 229—311.

190. Meteorological Office: The Meteorological Glossary. Third edition. H. M. Stationary Office, London 1939, стр. 54).

191. *Franz Baur*, Ein Beitrag zur praktischen Anwendung der Korrelationsmethode (Meteorologische Zeitschrift 38. Jahrgang 1921, стр. 279).

192. The computer's handbook (Meteorological Office, London 1915, стр. V 39).

193. *C. E. P. Brooks*, Variations in the levels of the Central African lakes Victoria and Albert (Geophysical Memoirs № 20. Meteorological Office. London, 1923).

194. *G. Udny Yule*, On the theory of correlation for any number of variables, treated by a new system of notations (Proceedings of the Royal Society London. Series A. Vol. LXXIX. London 1907, стр. 182).

195. *W. H. Dines*, The free atmosphere in the region of the British Isles (Geophysical Memoirs № 2. Meteorological Office № 210b. London 1912); —, The caracteristics of the free atmosphere (Ibid. № 13. Meteorological Office № 220c. London 1919).

196. *C. E. P. Brooks*, Regression equations with many variates (Professional Notes № 47. Meteorological Office. London 1927).

197. *Frank M. Phillips*, Short method of obtaining a Pearson coefficient of correlation, and other short statistical processes (Monthly Weather Review Vol. 49, 1922, стр. 135—136).

198. *V. Conrad*, Vereinfachungen der Methode zur Berechnung von Korrelationsfaktoren (Meteorologische Zeitschrift 41. Jahrgang 1924, стр. 158).

199. *O. V. Johansson*, Vereinfachungen der Korrelationsrechnungen nebst einiger Anwendungen (Ibid. 41. Jahrgang 1924, стр. 358—361).

200. *F. J. W. Whipple*, The significance of correlation coefficients (Meteorological Magazine Vol. 56. London, 1921, стр. 20).

201. *O. Essenwanger*, Wahre Expektanz und Erhaltungsneigung des Luftdrucks (Meteorologische Rundschau. 3. Jahrgang, Heft 3/4. Springer-Verlag, Berlin-Göttingen-Heidelberg, 1950, стр. 62—65). — в. и *Erwin Kosak*, Die Erhaltungstendenz meteorologischer Elemente und ihre rechnerische Erfassung (Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie. Serie B. Band II, 3. Heft. Wien, Springer-Verlag 1950, стр. 259—278).

202. *A. Defant*, Die statistischen Untersuchungen über die Anomalien der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre (Meteorologische Zeitschrift 43. Jahrgang 1926, стр. 121—132).

203. *Franz Baur*, Beziehungen zwischen dem Witterungsgepräge verschiedener Teile der Erdoberfläche (Hann-Süring, Lehrbuch der Meteorologie. Fünfte vollständig neubearbeitete Auflage. Leipzig 1949, стр. 945—976).

204. *Franz Baur*, Der gegenwärtige Stand der meteorologischen Korrelationsforschung (Meteorologische Zeitschrift 47. Jahrgang 1930, стр. 42—52.

205. *L. W. Pollak*, Korrelationen der monatlichen Anomalien der Lufttemperatur ausgewählter Pole mit jenen anderer Orte (Gerlands Beiträge zur Geophysik Band 33, Leipzig, Akad. Verlagsges. m. b. H. 1931, стр. 70—111).

206. *Franz Baur*, Einführung in die Grosswetterkunde (Wiesbaden, 1948).

207. *Albert Cappel*, Kritische Betrachtung einiger Weltkorrelationen (Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie. Serie A. Band IV. Wien, Springer-Verlag, 1951, стр. 263—271).

208. *Otto Pettersson*, Über die Beziehungen zwischen hydrographischen und meteorologschen Phänomenen (Meteorologische Zeitschrift 13. Jahrgang, 1896, стр. 285—321).

209. Dr. *Wilh. Meinardus*, Über einige meteorologische Beziehungen zwischen dem Nordatlantischen Ozean und Europa im Winterhalbjahr (Ibid. 15. Jahrgang 1898, стр. 85—105); —, Der Zusammenhang des Winterklimas in Mittel- und Nordwest-Europa mit dem Golfstrom (Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin XXXIII. 1898, стр. 183—200); —, Über Schwankungen der nordatlantischen Zirkulation und damit zusammenhängende Erscheinungen (Meteorologische Zeitschrift 22. Jahrgang 1905, стр. 398—412, 480).

210. *F. Baur*, Zur Frage der Beziehungen zwischen der Temperatur des Golfstromes und dem nachfolgenden Temperaturcharakter Mitteleuropas (Ibid. 54. Jahrgang 1937, стр. 188—189).

211. *Ministarstvo građevina. Hidrotehničko odelenje*, Izveštaj o vodenim talozima, vodostajima i količinama vode za 1925 god. (Državna štamparija, Sarajevo, стр. 11—16, 20—21).

212. *J. Glasspoole*, The rainfall of Norfolk (British rainfall, 1928, стр. 271—272).

213. Dr. *Arthur Wagner*, Die Temperaturverhältnisse in der freien Atmosphäre (Meteorologische Zeitschrift 27. Jahrgang 1910, стр. 97—112).

214. *Chr. Wiener*, Über die Stärke der Bestrahlung der Erde durch die Sonne in den verschiedenen Breiten und Jahreszeiten (Schlömilch's Zeitschrift für Mathematik und Physik. Band XXII. 1877).

215. *M. Milankovitch*, Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire (Paris, Gauthier-Villars et Cie, 1920, стр. 181—184).

216. *Wilhelm Trabert*, Lehrbuch der kosmischen Physik (Leipzig und Berlin, B. G. Teubner, 1911, стр, 227).

217. *С. Бошковић*, Радови Војног географског института у 1932 години (Гласник Географског друштва. Свеска XVIII. Београд, 1932, стр. 160).

218. *Jul. Maurer, Rob. jun. Billwiller* und *Cl. Hess*, Das Klima der Schweiz, auf Grundlage der 37 jährigen Beobachtungsperiode 1864 bis 1900 bearbeitet. I. Band (Frauenfeld, Huber u. C^0^, 1909).

219. *P. Vujević*, L'influence du relief du sol sur le climat dans les environs de la montagne Bjelašnica (Recueil de travaux dédié par la Société Géographique de Lwów à Eugenjusz Romer. Lwów 1934, стр. 377 - 403). — превод: *П. Вујевић*, Утицај рељефа земљишта на поднебље у околини Бјелашнице (Гласник Географског друштва. Свеска XX. Београд 1934, стр. 18—39).

220. *H. Tollner*, Der Einfluss grosser Massenerhebungen auf die Lufttemperatur und die Ursachen der Hebung der Vegetationsgrenzen in den inneren Ostalpen (Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie. Serie B. Band I. 3.—4. Heft. Wien, Springer-Verlag, 1949, стр. 347—372).

221. *F. Lauscher*, Neue klimatische Normalwerte für Österreich (Jahrbuch der Zentralanstalt für Meteorologie. Beiheft zu Jahrgang 1932. Wien 1938).

222. *J. v. Hann*, Temperaturen in dem Barometermaximum von Januar/Februar 1914 (Meteorologische Zeitschrift 31. Jahrgang 1914, стр. 133—137).

223. Dr. *Heinrich Ficker*, Untersuchungen über Temperaturverteilung, Bewölkung und Niederschlag in einigen Gebieten des mittleren Asiens (Geografiska Annaler. Årg. V, Häft. 4, Stockholm 1923, стр. 351—400).

224. *Julius Hann*, Zur Konstruktion der Isothermen (Petermanns Mitteilungen 1888 стр. 54—56).

225. *H. E. Hamberg*, Medeltal och extremer af luftemperaturen i Sverige 1856—1907 (Bihang till Meteor. Iakttagelser i Sverige. Vol. 49. 1907. Uppsala 1908).

226. *G. Hellmann*, Isothermen von Deutschland (Sitzungsber. d. Preuss. Akad. d. Wiss. Berlin, 1920).

227. *O. V. Johansson*, Die Temperaturänderung mit der Höhe an der Erdoberfläche in Skandinavien (Geografiska Annaler. Årg. IX, Häft. 1.—2. Stockholm, 1927, стр. 109—132).

228. *H. W. Dove*, Die Verbreitung der Wärme auf der Oberfläche der Erde, erläutert durch Isothermen, thermische Isanomalen und Temperaturkurven (Berlin, 1852).

229. *W. Meinardus*, Neue Mitteltemperaturen der höheren südlichen Breiten (Nachrichten der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen. Math.-phys. Klasse. 1925).

230. *Albert Baldit*, Sur la répartition des terres et des mers à la surface du globe (Annales du Bureau Central Météorologique de France. Année 1906. I. Mémoires. Paris, Gauthier-Villars et C^ie^, 1910, стр. 25—82).

231. Dr. *Otto Krümmel*, Handbuch der Ozeanographie. I. Band. Stuttgart, J. Engelhorns Nachf. 1907, стр. 401).

232. *B. J. Birkeland* und *N. J. Föyn*, Klima von Nordwesteuropa und den Inseln von Island bis Franz-Josef-Land (Handbuch der Klimatologie hrsg. v. W. Köppen u. R. Geiger. Band III, Teil L. Berlin, Gebrüder Borntraeger, 1932).

233. *V. Conrad* unter Mitwirkung von *E. Biel*, Isanomalen der Andauer einer bestimmt vorgegebenen Temperatur (Geografiska Annaler. Årg. XI, Häft. 3 och 4, Stockholm 1929, стр. 294—312).

234. *V. Conrad* und *M. Winkler*, Beiträge zur Kenntnis der Schneeverhältnisse in den österreichischen Alpenländern (Gerlands Beiträge zur Geophysik. Band 34. Leipzig, Akademische Verlagsgesellschaft m. b. H., 1931, стр. 473—511).

235. *Otto Lütschg*, Über Niederschlag und Abfluss im Hochgebirge. Sonderdarstellung des Mattmark-Gebietes (Zürich, 1926, стр. 137).

236. Dr. *A. Gavazzi*, Reduktion der Niederschlagsmenge auf das Meeresniveau (Meteorologische Zeitschrift 40. Jahrgang, 1923, стр. 28).

237. *Wilhelm Peppler*, Die Niederschlagsverhältnisse in Baden auf Grund 30jähriger Beobachtungen von 1888—1917 (Veröffentl. d. Badischen Landeswetterwarte Nr. 2., Abhandlungen Nr. 1. Karlsruhe 1922).

238. *W. F. Hubbard*, The relation of forests to rainfall (Monthly Weather Review. Vol. XXXIV. 1906. Washington, Weather Bureau, 1907, стр. 24—26).

239. *Charles Franklin Brooks*, The snowfall of the eastern United States (Ibid. Vol. 43. 1915, стр. 2—11).

240. *F. Steinhauser*, Ergebnisse neuerer Beobachtungen über die Niederschlagsverhältnisse in Sonnblickgebiet (Sonnblickverein. Jahrbuch 41, 1933).

241. *Henryk Arctowski*, L'enchainement des variations climatiques (Société Belge d'Astronomie. Bruxelles 1909, 135 стр.); —, La dynamique des anomalies climatiques. Contribution à l'étude des changements de la répartition de la pression atmosphérique aux Etats-Unis (Prac. Matemat-Fizycznych. Tom XXI. Warszawa 1910, стр. 179—196); —, Zur Dynamik der Klimaänderungen (Meteorologische Zeitschrift 31. Jahrgang 1914, стр. 417—426); —, Sur le rôle de la stratosphère dans les variations climatiques (Institut de Géophysique de l'Université de Lwów. Communication № 85. Lwów 1934, стр. 193—226); —, Conférence concernant l'étude des variations climatiques (Ibid. № 94. Lwów 1935, стр. 17—63); —, Remarques corcernant les ombropleions observés de 1901 à 1910 dans les pays Scandinaves, en Russie et dans l'Inde (Ibid. № 119, Lwów 1938, стр. 1—19) итд.

241а. Д-р *Павле Вујевић*, Метеорологија (Просвета, Издавачко предузеће Србије. Београд, 1948), стр. 270.

242. *Glenn T. Trewartha*, An introduction to weather and climate (McGraw-Hill Book Company, Inc. New York and London, 1943, стр. 104, 112). — в. и *E. Wendell Hewson* and *Richmond W. Longley*, Meteorology theoretical and applied (John Wiley & Sons, Inc., New York, 1951, стр. 166).

243. Sir *Napier Shaw*, The drama of the weather. Revised edition (Cambridge 1939, стр. 165).

244. *H. W. Dove*, Meteorologische Untersuchungen (Berlin, 1837).

245. *Marko Milosavljević*, Fizičke osobine vetrova u Beogradu (Naučna knjiga, Beograd 1950).

246. *Alfred Wegener*, Klimatische Windkarten (Meteorologische Zeitschrift 36. Jahrgang 1919, стр. 53—55).

247. Dr. *Erich Kuhlbrodt*, Klimatologie und Meteorologie von Mazedonien. Ein Beitrag zur Klimakunde der Balkanhalbinsel (Unter Berücksichtigung der Windverhältnisse in der Höhe) (Archiv der Deutschen Seewarte. XXXVIII. Jahrgang 1920. Nr. 5. Hamburg 1920).

248. Dr. *Erich Kuhlbrodt*, Boden- und Höhenwinde der Balkanhalbinsel (Aus dem Archiv der Deutschen Seewarte. XLI. Jahrgang 1923. Nr. 3. Hamburg 1923).

249. *П. Вујевић*, Утицај околних мора на температурне прилике Балканског Полуострва (Гласник Српског географског друштва. Свеска I. Београд 1912, стр. 10, 14) — допуњено стручним подацима и литературом: *P. Vujević*, Die Einflüsse der umliegenden Meere auf die Temperaturverhältnisse der Balkanhalbinsel (Geographischer Jahresbericht aus Österreich. X, Wien 1913), стр. 96—114. — *Wl. Gorczynski*, Nouvelles isothermes de la Pologne, de l'Europe et du globe terrestre, avec un supplément sur le caractère climatique de la Pologne („Pamiotnik Fizjograficzny Warszaw" 1918, стр. 196—286).

250. Dr. *W. Zenker*, Die Vertheilung der Warme auf der Erdoberfläche. Nach seiner von der Academie des Sciences zu Paris gekrönten Preisschrift neu bearbeitet (Berlin, Julius Springer, 1888).

251. Dr. *Rudolf Spitaler*, Klimatische Kontinentalität und Ozeanität (Petermanns Mitteilungen 1922, стр. 113).

252. *D. Brunt*, Climatic continentality and oceanity (The Geographical Journal. Vol. LXIV. London 1924, стр. 40—56).

253. *T. Okada*, The geographical analysis of air temperature (The Geophysical Magazine Tokyo. IV. 1931, стр. 1—28); —, The climate of Japan (Centr. Meteor. Obs. Tokyo 1931. стр. 90).

254. *Wl. Gorczynski*, Sur le calcul du degré du continentalisme et son application dans la climatologie (Geografiska Annaler. Årg. II, Häft. 4, Stockholm 1920, стр. 324—331).

255. *Osc. V. Johansson*, Die Hauptcharakteristika des jährlichen Temperaturganges (Gerlands Beiträge zur Geophysik. Band 33. Leipzig, Akademische Verlagsgesellschaft m. b. H., 1931, стр. 406—428).

256. *H. Schrepfer*, Die Kontinentalität des deutschen Klimas (Petermanns Mitteilungen 1925, стр. 49).

257. *Charlotte Maisel*, Der Einfluss der kontinentalen Lage auf die Jahresschwankung der Lufttemperatur im Deutschen Reich (Heimatkundliche Arbeiten aus dem Geographischen Institut der Universität Erlangen. Heft 5. Erlangen 1931).

258. *Pavle Vujević*, Sur le degré de continentalité en Yougoslavie (Mélanges de géographie offerts par ses collègues et amis de l'étranger à M. Václav Švambera, Directeur de l'Institut de Géographie de l'Université Charles IV, à Prague, à l'occasion de son soixante-dixième anniversaire. Praha 1936), стр. 128–142. — превод: *П. Вујевић*, О степену континенталности места у Југославији (Гласник Географског друштва. Свеска XXII. Београд 1936), стр. 30—43.

259. *V. Conrad*, Usual formulas of continentality and their limits of validity (Transactions of the American Geophysical Union. Vol. 27, 1946, стр. 663).

266. Dr. *Fritz v. Kerner*, Thermoisodromen. Versuch einer kartographischen Darstellung des jährlichen Ganges der Lufttemperatur. (Abhandlungen d. k. k. Geographischen Gesellschaft in Wien. Band VI. № 3, Wien 1905).

261. *Helmut Gams*, Die klimatische Begrenzung von Pflanzenarealen und die Verteilung der hygrischen Kontinentalität in den Alpen (Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin. 1931, Nr. 9/10, стр. 321—346).

262. *E. Dinies*, Luftkörper-Klimatologie (Archiv der Deutschen Seewarte. 50. Band. Nr. 6. Hamburg 1932, 21 стр.).

263. *H. Landsberg*, Air-mass climatology for Central Pennsylvania (Gerlands Beiträge zur Geophysik. Band 51. Leipzig, Akad. Verlagsges. m. b. H. 1937, стр. 163).

264. Prof. Dr. *W. Köppen*, Grundriss der Klimakunde. Zweite, verbesserte Auflage der Klimate der Erde (Walter de Gruyter & Co., Berlin und Leipzig, 1931).

265. *Helge Petersen*, Das Klima der Küsten von Grönland (Handbuch der Klimatologie hrsg. v. W. Köppen u. R. Geiger Band II. Teil K. Berlin, Verlag von Gebr. Borntraeger, 1935).

266. *A. Supan*, Die Temperaturzonen der Erde (Petermanns Geographische Mittheilungen 1879); —, Grundzüge der physischen Erdkunde. 4. Auflage. 1908, стр. 94)

267. *C. W. Thornthwaite*, The climates of North America according to a new classification (The Geographical Review. Vol. 21. New York 1931, стр. 633—655); —, The climates of the earth (Ibid. Vol. 23, New York 1933, стр. 433—440).

268. *Comité Météorologique International*, Tables Météorologiques internationales publiées conformément à une décision du Congrès tenu à Rome en 1879 (Paris, Gauthier-Villars et Fils, 1890, стр. 12—13, 64—67).

РЕГИСТАР ИМЕНА АУТОРА

(по латинској азбуци)

РЕГИСТАР ГЕОГРАФСКИХ ИМЕНА

РЕГИСТАР ГРАДИВА

ИСПРАВКЕ

страна и ред	место	треба
24, 21 од горе	сложнијег	сложенијег
24 од поре	сложног	сложеног
32, 7 од горе	9,7 %	99,7 %
42, 8 од доле	peakedness	peakedness,
54, једначина (26)	$100 \dfrac{V_a}{X}$	$100 \dfrac{V_a}{\overline{X}}$
96, 2 од доле	(§ 29)	(§ 28)
111, 8 од доле	смањује	повећава
114, 5 од горе	[88[	[86]
8 од горе	[89]	[87]
132, 2 од горе	$J_m \quad J_m$	$J \quad J_m$
142, 21 од доле	[64,	[18,
143, 14 од горе	[16,	[17,
158, 10 од доле	(R_ν)	(P_ν)
166, 16 од доле	$A = N +$	$N +$
172, 18 од доле	одговарајуће диференције	одговарајући квоцијенти
173, 12 од горе	0,09 %	0,9%
13 од горе	122	12,2
174, 15 од доле	Таблица II	Таблица III
176, 22 од горе	$\sqrt{1\ n} \quad 0,25$	$\sqrt{1/n} - 0,25$
197, 12 од доле	$\Sigma y^2 = \dfrac{(\Sigma\, xy)^2}{\Sigma x^2}$	$\Sigma y^2 - \dfrac{(\Sigma\, xy)^2}{\Sigma\, x^2}$
206, 1 од доле	$x_2 - b_{31}\, x_1$	$x_2 - b_{21}\, x_1$
207, 17 од горе	$(b_{12 \cdot 3})_2 - (b_{13 \cdot 2})_3$	$b_{12 \cdot 3}\, x_2 - b_{13 \cdot 2}\, x_3$
218, 6 од доле	већином	већином,
220, 7 од горе	Веренбург	Веренберг
260, 9 од горе	-41	-14